

CAHIERS
DE
L'UNIVERSITE



Daniel M. Trümpy
Diss. Lüsich
1984

LE LIAS MOYEN ET SUPERIEUR DES GRANDS
CAUSSES ET DE LA REGION DE RODEZ :
CONTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES, SEDIMENTOLOGIQUES
ET GEOCHIMIQUES A LA CONNAISSANCE D'UN BASSIN
A SEDIMENTATION MARNEUSE

N°19

UNIVERSITÉ DE PAU ET DES PAYS DE L'ADOUR

Boîte Postale 576 — 64010 PAU CEDEX



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507201_0080

LE LIAS MOYEN ET SUPERIEUR DES GRANDS CAUSSES
ET DE LA REGION DE RODEZ :
CONTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES, SEDIMENTOLOGIQUES ET
GEOCHIMIQUES A LA CONNAISSANCE D'UN BASSIN
A SEDIMENTATION MARNEUSE

INAUGURAL - DISSERTATION

ZUR
ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE
VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II
DER UNIVERSITÄT ZÜRICH

von

DANIEL M. TRÜMPY
von Ennenda/Gl

Begutachtet von den Herren
PROF. DR. H. RIEBER
PROF. DR. J. DELFAUD

Cahiers de l'Université No 19
Université de Pau et des Pays de l'Adour
Pau, 1983

SOMMAIRE

Première partie : Introduction

A - Avant-propos	p. 1
B - Abstract/Résumé	p. 3
C - Problèmes et méthodes	p. 7
D - Le cadre du travail	p. 9
1. Cadre géographique	p. 9
2. Cadre structural	p. 9
3. Cadre morphologique	p. 16
4. Cadre stratigraphique	p. 17
E - Travaux régionaux antérieurs	p. 21
1. Avant les recherches pétrolières	p. 21
2. Recherches liées à l'exploration pétrolière et minière	p. 21
F - Définitions	p. 23
1. Le "langage" géologique	p. 23
2. Les légendes	p. 26
3. Les séquences	p. 26
4. Les formations	p. 29

Deuxième partie : Présentation des successions-types des différentes unités paléogéographiques

A - Généralités	p. 43
1. Légendes des fig. 6-22	p. 43
2. Les grandes unités paléogéographiques	p. 45
B - La série bassinale : Rivière-sur-Tarn	p. 47
1. Introduction	p. 47
2. La formation du Bourg	p. 49
3. La formation de Villeneuve	p. 50
4. La formation des Schistes Carton.....	p. 55
5. La formation de Fontancilles	p. 56

C - Les stratigraphies locales	p. 63
1. La série type des Cévennes méridionales : la Combe-Albert	p. 63
2. La série-type des Cévennes lozériennes : Truc des Bondons, Montagne du Lempézou et Fraissinet de Fourques	p. 67
3. La série-type du Ruthénois : Salles-la-Source ..	p. 77
4. La série-type du seuil languedocien : Murène ..	p. 80
D - Relations entre les faciès	p. 84
1. Du bassin au seuil du Rouergue et au bassin d'Aquitaine : évolution de la marge occidentale du bassin	p. 84
2. Du bassin au Mont Lozère : relations avec l'Ardèche et le bassin subalpin	p. 90
3. La bordure des Cévennes méridionales : relations avec le bassin du Bas-Languedoc	p. 102
4. Du bassin au seuil du Languedoc et au bassin du Bas-Languedoc	p. 112
E - Résumé et conclusions paléogéographiques	p. 123
1. Lotharingien supérieur/Carixien	p. 123
2. Le Domérien	p. 125
3. Le Toarcien inférieur	p. 128
4. Le Toarcien moyen	p. 130

Troisième partie : Paléotectonique et sédimentation

A - Introduction : le cadre structural hérité	p. 133
1. Système structural au Nord de la faille du Cernon : influences de failles N-S	p. 133
2. Système structural au Sud de la faille du Cernon : influences de failles E-W	p. 133
B - Mise en évidence de l'activité tectonique	p. 136
1. Généralités	p. 136
2. Les failles synsédimentaires	p. 136
3. Paléokarsts d'origine tectonique	p. 139
4. Resédiments	p. 143
5. Paléocourants et cadre structural	p. 147

6. Résumé chronologique	p. 148
a) Lotharingien supérieur/Carixien	p. 148
b) Domérien	p. 149
c) Toarcien inférieur	p. 151
d) Toarcien moyen et supérieur	p. 151
C - Essai d'organisation géographique	p. 152
1. La marge rouergate	p. 152
2. La marge cévenole	p. 154
3. Le seuil du Languedoc et le dôme de Gornières ..	p. 155
D - Modèle structural du bassin des Causses	p. 157

Quatrième partie : Les microfaciès

A - Généralités	p. 160
1. Introduction	p. 160
2. Le substratum du groupe de Rivière	p. 162
B - La coupe du bassin central : séquences marnocalcaires et faciès de type "pélagique"	p. 163
1. La formation du Bourg	p. 163
a) Le membre de Mende	p. 163
b) Le membre marnocalcaire	p. 164
c) Variations latérales	p. 166
d) Discussion	p. 167
2. La formation de Villeneuve	p. 171
a) Les marnes de Villeneuve	p. 172
b) Les Couches Blanches	p. 176
c) Variations latérales	p. 177
d) Discussion	p. 178
3. La formation des Schistes Carton	p. 181
a) Les Schistes Carton	p. 181
b) Variations latérales	p. 184
c) Discussion	p. 184
4. La formation de Fontaneilles	p. 188
a) Les marnes inférieures de Fontaneilles	p. 188

b) Les marnes supérieures de Fontaneilles	p. 190
c) Variations latérales	p. 191
d) Discussion	p. 192
C - Les marges : séquences et faciès calcaires, condensés ou détritiques	p. 195
1. Le seuil cévenol	p. 195
2. Le seuil languedocien	p. 203
3. Le seuil du Rouergue	p. 208
D - Evolution des faciès dans le temps et l'espace	p. 212
1. Le modèle	p. 212
2. Evolution historique des milieux de dépôts (résumé)	p. 214
a) Lotharingien supérieur - Carixien	p. 214
b) Domérien	p. 215
c) Toarcien inférieur	p. 215
d) Toarcien moyen	p. 215

Cinquième partie : Géochimie

A - Généralités	p. 217
1. Introduction	p. 217
2. Méthodes	p. 220
B - Evolution verticale de la série bassinale	p. 223
1. Caractères généraux	p. 223
2. Diffractométrie sur échantillons initiaux	p. 223
3. Les argiles	p. 224
4. Les éléments-traces	p. 226
C - Evolution vers les marges	p. 229
1. Lotharingien supérieur/Carixien	p. 229
a) Caractères généraux	p. 229
b) Diffractométrie sur échantillons initiaux	p. 229
c) Les argiles	p. 230
d) Les éléments-traces	p. 230
2. Domérien	p. 231
a) Caractères généraux	p. 231
b) Diffractométrie sur échantillons initiaux	p. 232
c) Les argiles	p. 232
d) Les éléments-traces	p. 233

3. Toarcien	p. 234
a) Caractères généraux	p. 234
b) Diffractométrie sur échantillons initiaux	p. 234
c) Les argiles	p. 234
d) Les éléments-traces	p. 235
D - Quelques problèmes en rapport avec la géochimie ..	p. 237
1. Carbonates et sulfates	p. 237
a) Dolomie	p. 237
b) Gypse et anhydrite	p. 237
2. Les argiles	p. 238
a) Illite et interstratifiés	p. 238
b) Chlorite	p. 239
c) Kaolonite	p. 239
d) Glauconie	p. 239
e) Discussion : provenance des argiles	p. 240
3. Les éléments-traces	p. 243
a) Bore	p. 243
b) Molybdène, Cuivre et matière organique	p. 246
c) Plomb, (Zinc)	p. 247
d) Nickel, (Zinc)	p. 248
e) Sidérophiles	p. 249
E - En guise de conclusion : apport de la géochimie à l'identification des milieux sédimentaires et du régime climatique du bassin des Causses	p. 250

Sixième partie : Conclusions générales

A - Résumé des principaux résultats	p. 254
1. Lotharingien supérieur/Carixien	p. 254
2. Domérien	p. 257
3. Toarcien inférieur	p. 260
4. Toarcien moyen (et supérieur)	p. 262
B - Considérations générales	p. 265
1. Les paramètres définissant les faciès	p. 265
2. Le modèle	p. 271
3. le problème des Schistes Carton	p. 273

C - Le Lias moyen et supérieur des Grands Causses : Contexte géodynamique	p. 276
1. Les régions voisines	p. 276
2. Hypothèses géodynamiques	p. 279
D - Perspectives	p. 282

Septième partie

A - Summary	p. 283
B - Planches	p. 291
1. Planches I - VIII : Microfaciès	p. 291
2. Planches IX - XIV : Présentation des faciès	p. 297
C - Analyses palynologiques	p. 318
D - Compilations géochimiques	p. 328
E - Index	p. 346
1. Index des figures	p. 346
2. Index des tableaux	p. 348
3. Index des planches	p. 348
F - Bibliographie	p. 350

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

A - AVANT - PROPOS

En 1975, j'entrepris sur l'incitation de Jean GUEX de Lausanne, une tournée de reconnaissance sur les assises marneuses du Toarcien aveyronnais. L'étude des phénomènes sédimentologiques affectant ces dépôts monotones au premier abord fut rapidement envisagée. Sur l'initiative du Professeur Jean DELFAUD, la thématique fut de suite élargie à l'étude sédimentologique et géochimique d'un bassin à sédimentation marneuse, du bassin des Causses au Lias moyen et supérieur. La génèse des faciès anoxiques connus sous le nom de "Schistes Carton" formait la thématique centrale de cette thèse.

L'aboutissement de ce travail n'aura été possible que grâce à l'assistance de plusieurs personnes et institutions auxquelles vont mes remerciements les plus sincères.

En premier lieu, je tiens à remercier Jean DELFAUD de l'Université de Pau qui suivit cette thèse dès les premiers jours, et dont les conseils soit sur le terrain soit au laboratoire, furent déterminants pour l'avancement et l'aboutissement final de ce travail.

Monsieur le Professeur Hans RIEBER du laboratoire de paléontologie de l'Université de Zurich eut l'amabilité de m'accepter comme doctorant.

Les discussions avec Jean GUEX qui mit à ma disposition sa maison aveyronnaise, furent des plus fertiles ; de même, les rencontres avec Yves BODEUR de Nantes se sont avérées essentielles.

Les dirigeants du Centre de Recherches de la S.N.E.A.(P) à Pau m'offrirent la possibilité de faire effectuer les analyses géochimiques au sein de leur établissement ; je tiens particulièrement à remercier Mr. H. CAHEN.

Mr. N. PANTIC, Belgrade/Zurich, détermina pour moi une flore de palynomorphes.

Les discussions avec les collègues géologues furent fondamentales en particulier, je tiens à remercier Mrs. AUBAGUE et COUMOUL du BRGM de Montpellier.



Je remercie les techniciens du laboratoire de géologie de Zurich sous la direction de Ernst SCHARLI, ainsi que le photographe Urs GERBER et Esther CHAPPUIS, notre bibliothécaire.

Urs WIBMER et Albert UHR m'assistèrent (photo)-graphiquement. Mlles Rosemarie REIMANN et Ruth WOLFENSBERGER mirent à jour un manuscrit souvent chaotique.

En 1977, je bénéficiais d'une bourse du gouvernement français.

Je dois un accueil inoubliable à la population du Haut-Languedoc, et tout particulièrement au village du Caylar dans l'Hérault.

Que mes parents trouvent ici le témoignage
de ma profonde gratitude.

B - ABSTRACT/RESUME

The Causses region in southern France belongs to the southern sedimentary cover of the Massif Central. In Middle to Upper Liassic times, this region formed a well-defined basin, whose natural borders are partially preserved on the Cevennes margin in the East, the Rouergue margin in the West and the Languedoc swell in the South. Towards the North, erosion left only few indications whether the Aubrac mountains formed a border zone or whether a connection existed between the Causses and the Paris basin.

Lithostratigraphical, sedimentological and geochemical studies were undertaken on the sediments of Upper Lotharingian to Middle Toarcian ages. During Lotharingian and Carixian, the Causses basin only communicated with the Aquitaine realm in the west ; paleoreliefs document emersions on the southern margin, while kaolinite-sands on the Cevennes margin are restricted to a small strip in the east. A zone of resediments communicated with the proper basin where illite-dominated mudstones prevail, intercalated with resedimented argillaceous wackestones.

In Domerian time, shallow communications existed between Causses and Dauphiné as well as Causses and Bas-Languedoc basins, documented by ferruginous oolites and crinoidal limestones. A communication with the northwest European realm brings kaolinite into the central part of the basin. Pronounced tectonic activity (turbidites, slumping, detritic influx) in the Upper Domerian leads to a deepening of the basin with regards to its borders. Emersions are documented on the western and the eastern margin. Gypsum layers, associated with a palynoflora indicative of drier climata, document very shallow marine conditions on the southern margin.

In this starved basin, the collapse of the Languedoc swell in Lower Toarcien time brings an influx of normal marine cold waters from the Mesogean realm into the brackish - to oversaturated warm waters of the Causses basin, leading to seawater-stratification and thus to the bituminous paper-shales of the "Schistes Carton"-facies, typical for the Lower Toarcien of northwest Europe. Tectonic activity at the limit Domerian-Toarcien is wellknown throughout Europe and the Mediterranean area.

The history of the Causses basin is dominated by tectonic evolutions of large scale, by marine streams and by detritic supports from distant regions ; local detritic influx, local climata and marginal facies are of little importance in the main basin area.

A detailed english summary is given at the end of this publication.

La région des Causses dans le Midi de la France fait partie de la bordure Sud du Massif Central. Au Lias moyen et supérieur, cette région fait partie d'un bassin bien défini, dont les marges naturelles sont préservées dans le Rouergue à l'Ouest, dans les Cévennes à l'Est et dans le seuil du Languedoc au Sud. Vers le Nord, peu d'indications existent au sujet d'une éventuelle marge de l'Aubrac ; une communication avec le bassin de Paris longeant l'axe Cévennes-Morvan ne peut être exclue.

Des études lithostratigraphiques, sédimentologiques et géochimiques ont été entreprises sur la période du Lotharingien supérieur au Toarcien moyen.

Pendant le Lotharingien-Carixien, le bassin des Causses ne communiquait qu'avec le bassin d'Aquitaine à l'Ouest ; des paléoreliefs indiquent des émergences sur la marge méridionale, tandis que les grès kaoliniques de la marge cévenole sont réduits à une étroite bande de sédiments à l'Est du bassin. Une zone à resédiments les relie au bassin, où les mudstones à illite dominent, associés à des wackestones argileux resédimentés.

Au Domérien, des communications peu profondes existaient avec le Dauphiné et le bassin du Bas-Languedoc. Ces liaisons sont documentées par des oolites ferrugineuses et des calcaires à entroques. Ces communications avec le domaine nord-ouest européen mènent la kaolinite dans le bassin central. Une tectonique active, documentée par des turbidites, des slumps et des apports détritiques abaisse le bassin par rapport à ses marges au Domérien supérieur. Sur les bordures occidentale et orientale, des émergences ont été mises en évidence. Des niveaux évaporitiques, associés à des indices palynologiques d'un réchauffement progressif, indiquent des conditions peu profondes sur la bordure Sud du bassin.

C'est dans ce bassin affamé que vient s'installer le faciès "Schistes Carton", représentant le Toarcien inférieur dans l'ensemble nord-ouest européen. L'effondrement du seuil languedocien, amenant des eaux froides à salinité normale dans le bassin saumâtre - sursalé des Causses est responsable du faciès anoxique, en menant à une stratification du plan d'eaux. L'activité tectonique au passage Domérien-Toarcien est connue aussi bien en Europe qu'en domaine mésogéen.

L'évolution du bassin des Causses est régie par des évolutions tectoniques de grande envergure, par l'action des courants et par les apports détritiques de provenance lointaine. Les apports locaux, les climats et les faciès marginaux n'ont que peu d'importance pour la répartition des faciès dans le bassin central.

Un résumé détaillé en anglais se trouve en fin de ce travail.

C - PROBLEMES ET METHODES

Le Lias de la province NW-européenne, notamment ses termes moyens et supérieurs, est en général caractérisé par des assises marneuses ou marnocalcaires. Celles-ci affleurent souvent mal, et dans le domaine alpin, elles sont perturbées par une tectonique intense. En revanche, la région des Causses et les secteurs sédimentaires situés entre Séverac et Rodez (fig. 1, 2) constitue, entre le Lotharingien supérieur et le Toarcien terminal, un bassin bien défini, dont les marges naturelles liasiques correspondent plus ou moins aux limites actuelles d'érosion. De plus ce bassin est situé à cheval sur la bordure du domaine mobile alpin et sur le domaine cratonique du Massif Central. Les deux influences se manifestent également dans le mélange des faunes mésogéennes et nordiques. Peu affecté par la tectonique crétacée et tertiaire, le bassin des Causses a également conservé sa géométrie originale, ce qui en fait un exemple de choix pour l'étude d'un bassin à sédimentation marneuse, marnocalcaire ou argileuse, avec ses épisodes anoxiques et ses phénomènes de condensations sur les marges.

Ces marges sont :

- à l'Est, le seuil cévenol, formé par l'axe Morvan-Cévennes,
- au Sud, le seuil languedocien, formé par le prolongement des Monts de Lacaune dans l'édifice paléozoïque nappé du Vigannais,
- à l'Ouest, le seuil rouergat, qui relie les terrains cristallins du Lézérou et de l'Aubrac,
- au Nord, l'emplacement voire l'existence pure et simple d'une marge ne peut être que l'objet de spéculations abstraites, le soulèvement récent du Massif Central ayant enlevé presque tout témoin des assises jurassiques au Nord du Lot.

En s'appuyant sur les bases biostratigraphiques établies par MONESTIER (1913a,b, 1920, 1921), MATTEI (1961, 1971) et GUÉX (1972, 1975), le but de cette thèse aura été de préciser les modalités de sédimentation des dépôts marneux, en prenant comme thématique centrale le problème des faciès euxiniques du Toarcien inférieur (formation des Schistes Carton définie plus loin, p. ...). Les questions soulevées par l'installation, la genèse et la disparition de ce faciès sont donc au centre de ce travail, mais les recherches ont également porté sur les thèmes suivants :

- Causes de la rupture brutale du régime carbonaté à la base du Lotharingien supérieur.

- Nature et provenance des argiles.
- Relations entre tectonique et sédimentation.
- Analyse des niveaux condensés, de natures et d'âges différents.
- Origine de la rythmicité de certains dépôts (Carixien, Toarcien p.p. et de la non-rythmicité d'autres.

Par contre cette étude ne porte pas sur la disparition de la sédimentation marneuse au profit de la sédimentation carbonatée au passage entre Lias et Dogger. Ainsi le membre supérieur de la formation de Fontaneilles a été bien défini (p.), mais il n'a été analysé ni micrographiquement ni géochimiquement.

Les objectifs que je me suis fixé sont :

1. Reconstitution des mécanismes gérant la formation et la disparition d'un bassin à sédimentation euxinique ; après ce premier pas, établissement d'un modèle pour ce type de bassin.
2. Amélioration en certains points des connaissances relatives à la géologie régionale déjà bien établie.
3. Restitution de la place du bassin des Causses dans son contexte géodynamique particulier du Lias, d'une part en recherchant les relations entre le géosynclinal alpin et le Massif Central, d'autre part en analysant sa position de charnière entre la Mésogée et l'Atlantique.

Plusieurs approches ont été utilisées pour arriver à ces buts :

1. La géologie de terrain : elle comporta le levé d'une centaine de coupes, l'analyse séquentielle à grande échelle, la mise en évidence directe ou indirecte des effets de la tectonique synsédimentaire, la reconnaissance des structures sédimentaires, la mesure de paléocourants et l'analyse de la provenance des résédiments.
2. L'étude micrographique : elle permet l'affinement de l'analyse séquentielle et constitue par ailleurs l'outil le plus précieux pour la définition des microfaciès.
3. L'étude géochimique : elle porte d'une part sur les minéraux argileux, d'autre part sur les éléments-traces. Elle apporte de nombreuses indications sur les paléoclimats, les paléosalinités, les potentiels d'oxydoréduction. Cette étude a été effectuée au Centre de Recherches de Pau de la Société ELF-Aquitaine (S.N.E.A.(P)).

Aucun travail spécifiquement biostratigraphique n'a été effectué ; les datations sont basées sur les travaux de mes prédécesseurs.

D - LE CADRE DU TRAVAIL

1. Cadre géographique (fig. 1)

Les Causses font partie de la couverture sédimentaire méridionale du Massif Central, conservée dans des dépressions ou des fossés d'origine tectonique. A l'Ouest et à l'Est, ils s'appuient sur les monts cristallins du Lévézou et des Cévennes. Vers le Sud, la limite est constituée par le seuil Bédarieux - Le Vigan (1)), comprenant soit les séries paléozoïques ou métamorphiques de la Montagne Noire, soit les Monts de la Séranne, ensemble Jurassico-Crétacé fortement affecté par la tectonique tertiaire, soit enfin les Cévennes calcaires.

Les terrains étudiés (Grands Causses, Petits Causses cévenols, "Déroit de Rodez" (2)), couvrent une superficie d'environ 3000 km². Ils sont situés pour leur majeure partie dans le département de l'Aveyron ; la Lozère y participe pour un tiers. Les départements de l'Hérault et du Gard ne sont concernés que par leurs extrémités Nord ou Ouest.

Les grands Causses (Larzac, Causse Noir, Méjean et Sauveterre avec ses appendices dans le déroit de Rodez, le Causse de Sévérac et le Causse Comtal) sont séparés les uns des autres par un système de gorges profondes (Tarn, Jonte, Dourbie). Les rivières des Causses sont en général tributaires de l'Atlantique ; seules, la Lergue et la Vis dépendent de la Méditerranée.

2. Cadre structural (fig. 1,2)

Vu l'importance de certaines structures anciennes pour la configuration du bassin des Causses, il n'est pas inutile de tracer l'évolution tectono-structurale de la région depuis l'orogénèse hercynienne jusqu'à nos jours.

(1) Le seuil Bédarieux - Le Vigan correspond à la disposition actuelle d'origine plio-quaternaire (DUBOIS, 1969) de l'élément structural liasique du seuil languedocien.

(2) Couverture cartographique 1 : 80'000 ; 195/Figeac, 196/Mende, 197/Largentière, 207/Rodez, 208/Sévérac, 209/Alès, 220/St. Afrique, 221/Le Vigan, 232/Bédarieux.

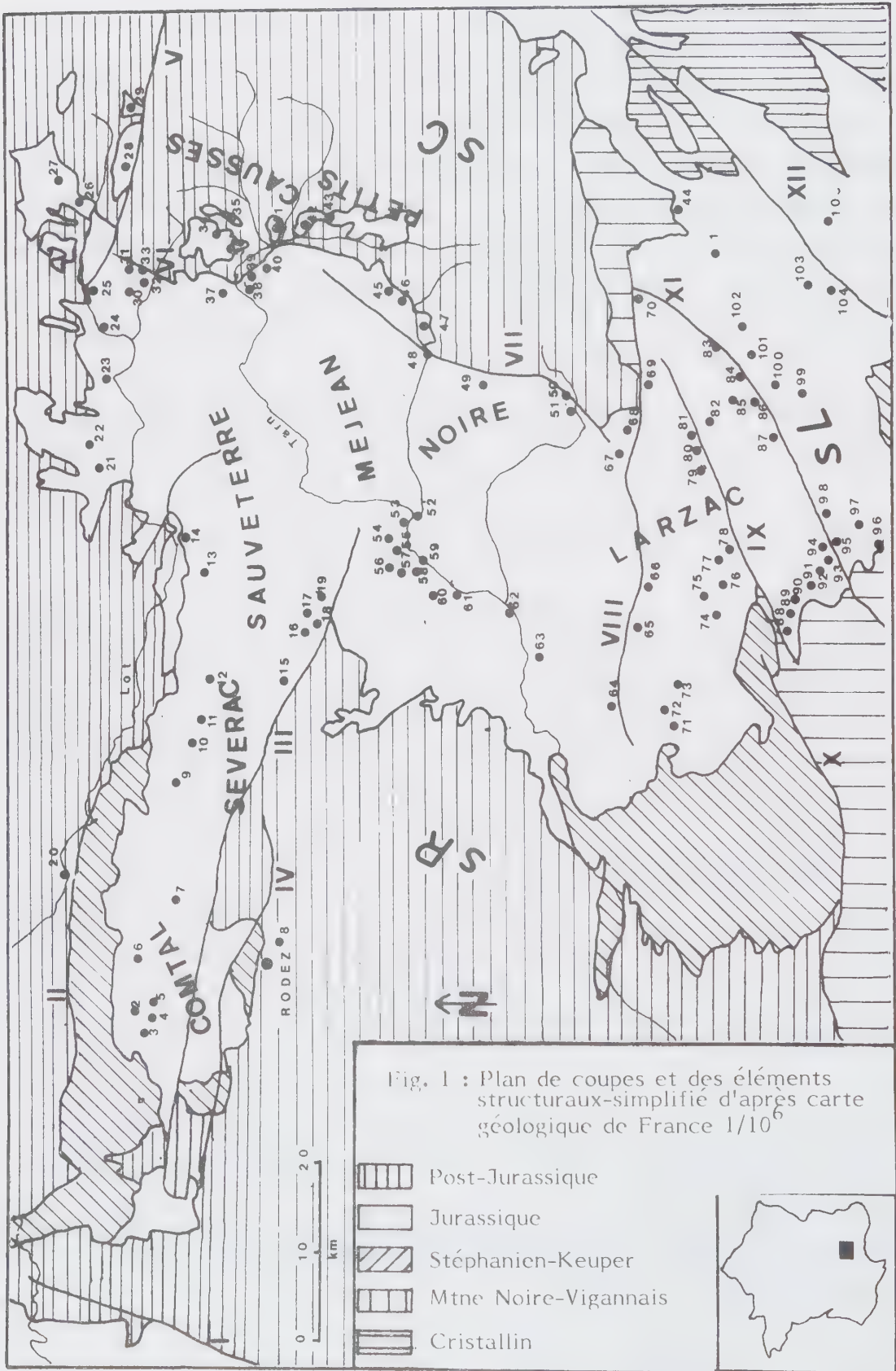


Fig. 1 : Plan de coupes et des éléments structuraux-simplifié d'après carte géologique de France 1/10⁶

Légende de la fig. 1 :

Agen d'Aveyron	8	Le Rozier	52
Aquessac	61	La Sambuquède	100
Allene	26	Le Samonta	54
Autignaguet	93	Les Salces	104
Antignes	78	Les Sièges	87
Aurières/Alzon	69	Le Villaret/Trèves	50
Banassac	14	Liaucous	53
Barjac	23	Malescombes	10
Bergognon	29	Mas Andral/St-Paul	74
Bosc	77	Mas Audran	84
Brenoux	31	Mas Hugonenq	92
Bruger/Truc du Midi	22	Mélac/St Rome de C.	64
Cabrières	60	Mende	24
Camplong	80	Meyrueis	48
Campselves	13	Millau	62
Canals	82	Molines	52
Cavaillac	70	Montagne des Cagnasses	44
Cazeville	105	Murène	99
Col de Perjurel	46	Muret	6
Col des Faisses	43	Nant	67
Col des Vents	103	Pierrefiche d'Olt	11
Cornus	79	Pierre Plantée	35
Cruéjols	9	Puech Pounjot	47
Cruou	2	Quézac	38
Curlande	7	Rivière sur Tarn	59
Dourbias	68	Roquefort sur Soulzon	72
Espinards	37	Roqueredonde	95
Eschino d'Aze	36	Romiquières	94
Esplalion/Allayrac	20	Saint Bauzile	30
Fijaguet	3	Saint Beaulize	76
Florac	39	Saint Bonnet de Chirac	21
Fontaneilles	57	Sainte Austremoine	4
Fraissinet de Fourques	45	Sainte Eulalie de Cernon	66
Gaillac d'Aveyron	15	Sainte Hélène	25
Gornières	1	Saint Etienne de Valdonnez	33
L'Abeil	98	Saint Félix de L'Héras	86
La Borie - Noble	96	Saint Georges de Luzençon	63
Lanuéjols	49	Saint Grégoire	16
Lapanouse de Cernon	65	Saint Martin de Lenne	12
Lapanouse de Sévérac	17	Saint Paul des Fonts	75
La Pezade	81	Saint Pierre de la Fage	102
Larbusset	90	Saint Xist	89
Larzalier	27	Salles la Source	5
Latude	83	Sévérac le Château	19
Lauras	71	Soubès	101
Lavernhe	18	Suèges	56
Le Bleymard	28	Tardonnenche	42
Le Bourg	55	Tournadous	88
Le Caylar/Lscalette	85	Tournemire	73
Le Clapier	91	Trèves/Combe Albert	51
Le Mazel	40	Truc des Bondons	34
Lempézou	41	Villeneuve	58

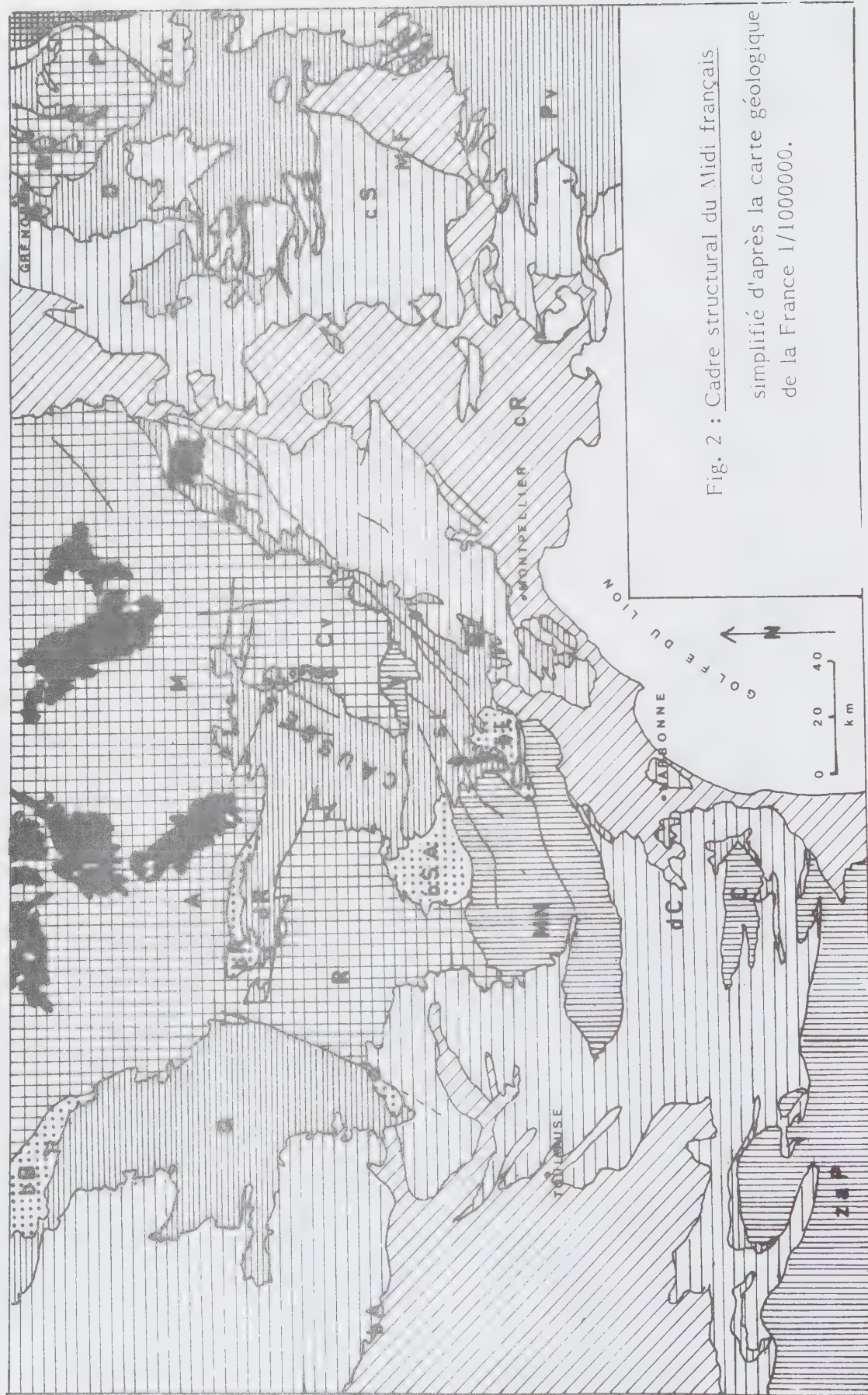


Fig. 2 : Cadre structural du Midi français
simplifié d'après la carte géologique
de la France 1/1000000.

Légende de la fig. 1 : (suite)

- 2 - 20 : Déroit de Rodez
- 21 - 33 : Haute vallée du Lot, Valdonnez
- 35 - 43, 45 - 51 : Bordure Cévenole
- 52 - 63 : Centre du bassin
- 64 - 67, 71 - 81 : Larzac central
- 1, 44, 68 - 70 : Série sud-cévenole
- 82 - 105 : Seuil languedocien

Failles :

- I : Faille de Villefranche
- II : Faille d'Espalion
- III : Faille des Palanges
- IV : Faille d'Onet
- V : faille d'Orrières
- VI : faisceau de Montmiral
- VII : Faisceau de Meyrueis
- VIII : faille du Cernon/Alzon
- IX : Faille de la Sorgue
- X : Faille de Camarès
- XI : Faille de l'Escalette
- XII : faille des Cévennes

- s C : Seuil des Cévennes
- s L : Seuil du Languedoc
- s R : Seuil du Rouergue

Légende de la fig. 2 :

- | | | | |
|-----|------------------------------|-----|--|
| A | Aubrac | D | Dauphinois |
| Ar | Ardèche | dC | Déroit de Carcassonne |
| B | Belledonne | dR | Déroit de Rodez |
| bA | Bassin d'Aquitaine | M | Margeride |
| bB | Bassin permien de Brive | Mf | Bassin tertiaire de Manosque-Forcalquier |
| bl | Bassin de Lodève | MN | Montagne Noire |
| BL | Bas-Languedoc | P | Pelvoux |
| bR | Bassin permien de Rodez | Pv | Provence |
| bSA | Bassin permien de St-Afrigue | Q | Quercy |
| C | Corbières | R | Rouergue |
| cR | Couloir rhodanien | sL | Seuil du Languedoc |
| cS | Chaînes subalpines | V | Vigannais |
| Cv | Cévennes | zaP | Zone axiale des Pyrénées |
| | | ziA | Zones internes des Alpes |

- | | | | |
|--|---|----------------------------|---|
| Massifs alpins ; Massif Central s.l. |  | (Trias p.p.) Jurassique |  |
| Paléozoïque, Métamorphique
(C, MN, V, zaP) |  | Crétacé, Paléogène |  |
| Zone houillère interne |  | Basaltes d'âges tertiaires |  |
| Bassins Permien (bB, bl, bR, bSA)
Trias p.p.) |  | Néogène, Quaternaire |  |

a) Hercynien

Les massifs cristallins entourant le bassin des Causses (Cévennes, Margeride, Aubrac, Rouergue) ont subi un métamorphisme hercynien important. La mise en évidence de cristallisations d'âge calédoniennes (GEBAUER & GRUENENFELDER, 1976) a conduit certains auteurs à admettre une phase calédonienne majeure pour certaines de ces régions (discussion et critique v. ROUIRE & ROUSSET, 1973). Au Sud (GEZE et al., 1952), on trouve des roches paléozoïques non-métamorphiques charriées dans les nappes de la Montagne Noire et du Vigannais. Les intrusions granitiques (Margeride, Lozère et Aigoual), qui pénètrent en partie ces nappes, sont datées du Namurien (320-312my) et ont été probablement associées à diverses émissions, comme en témoigne la présence de galets rhyolitiques dans le conglomérat basal du Lias des Petits Causses (ex. Le Pompidou). L'ultime phase de l'orogénèse hercynienne est finalement caractérisée par une intense fracturation de l'ensemble des massifs cristallins, accompagnée de décrochements. C'est vraisemblablement à cette fracturation que nous devons un système de dykes acides ou basiques, qui accompagnent les structures subméridiennes et préfigurent ainsi le futur bassin des Causses (faille de Villefort, faisceaux de Meyrueis et Montmirat).

Les principales directions de décrochements sont, selon ATRHAUD & MATTE, 1975 :

E - W : Décrochements dextres de grande envergure (50-100 km).

Exemples : Failles des Palanges, d'Orcières, du Cernon, de Mazamet, de Graissesac (fig. 1, 2).

NE - SW : Décrochements dextres de petite importance (environ 1 km).

Satellites des décrochements E - W (ARTHAUD, MEGARD & SEGURET, 1977). Ces directions "cévenoles" prennent de l'importance dans les événements tectoniques du Crétacé et du Tertiaire. Exemples : Failles de l'Escalette, de la Sorgue, des Cévennes (fig. 1, 2).

NNW - SSE : Décrochements sénestres de petite envergure, sauf pour la faille de Villefort (fig. 2).

NNE - SSW : Décrochements sénestres de petite ampleur, mise à part la faille de Villefranche (fig. 1,2). Ces directions deviennent principales dans la tectonique en distension qui affecte le Lias moyen et supérieur des Causses.

L'âge de tous ces accidents est rapporté par ARTHAUD & MATTE (1975) à l'intervalle Viséen supérieur - Stéphanien moyen. Ils sont donc antérieurs au charriage Stéphanien de la nappe d'Alès (ROUIRE & ROUSSET, 1973).

b) Distension mésozoïque

Si les dépôts stéphanien et permien sont en net rapport avec les accidents tardi-hercynien (bassin carbonifère de Graissac (ARTHAUD et al., 1977), l'organisation paléogéographique du Trias et de l'Hettangien est moins net dans les Causses. La présence de failles synsédimentaires subméridiennes affectant des dépôts réputés hettangiens a pu être mise en évidence, mais M. COLONGO, ELMI & F. SPY-ANDERSON (1979) en démontrent l'existence à l'Est des Cévennes dès le Keuper, activant soit des éléments N-20 E, soit des éléments N-50 E (1)).

A partir du Sinémurien, l'action d'éléments N-S à N-30 E devient déterminante, menant notamment à l'émersion des Cévennes. Toutefois, le jeu d'autres éléments hérités de l'Hercynien reste valable (AUBAGUE et al., 1977). C'est à partir du Lotharingien supérieur que toute activité tectonique s'oriente N-S à N-30 E. Ces données resteront valables durant tout le Jurassique ("Haut-Fond Occitan" de J. DELFAUD, 1969) et la base du Crétacé (BODEUR, 1976).

Les directions cévenoles ne jouent à cette époque qu'un rôle passif.

(1) Je tiens à préciser dès maintenant la différence essentielle existante entre les structures N-S/N-30 E et les directions dites cévenoles (parallèles à la faille des Cévennes). Héritées de conceptions différentes (ARTHAUD & MATTE, 1975), le comportement de ces deux directions diffère fondamentalement durant tout le Lias moyen et supérieur (TRUMPY, 1978). Je m'éloigne donc du concept de la majeure partie de mes prédécesseurs, qui voient dans les directions subméridiennes qu'un prolongement des directions cévenoles N-50 E (BAUDRIMONT & DUBOIS, 1977 ; MICHARD et al., 1979). BODEUR (communication personnelle) admet la même différenciation entre les directions subméridiennes et cévenoles pour les dépôts du Jurassique supérieur.

c) Les phases alpino-pyrénéennes

Les phases éocènes et oligocènes se manifestent finalement dans le domaine caussenard en reprenant largement les structures héritées de l'orogénèse hercynienne.

L'Eocène est caractérisé par une phase compressive, reprenant les accidents E-W et N-50 E (de CHARPAL et al., 1974). Des décrochements dextres, dont le plus important est la faille des Cévennes, en résultent. En règle générale, ces décrochements sont avant tout accompagnés de mouvements soulevant les plans méridionaux (ROUIRE & ROUSSET, 1973) ; il semblerait en revanche que ce soient les plans septentrionaux qui chevauchent vers le Sud sur les accidents les plus septentrionaux (v. la faille de la Sorgue près de Tournadous, la faille du Cernon près de Lapanouse-de-C., v. aussi NICKLES, 1907 b, fig. 3).

L'Oligocène, au contraire, est caractérisé par une phase distensive (ARTHAUD & MATTAUER, 1972). La distension affecte d'abord les systèmes subméridiens, en abaissant par exemple les Causses par rapport aux Cévennes le long des faisceaux de Montmirat et de Meyrueis (fig. 1, 2).

Deux dernières phases tectoniques, réactivant les accidents préexistants, sont attribués d'une part au Miocène terminal, d'autre part au Plio-Quaternaire (DUBOIS, 1969).

Les rapports des basaltes des Causses (GEZE, 1955) avec les anciens accidents semblent peu clairs.

3 - Cadre morphologique

C'est à la suite des derniers rajeunissements tectoniques que la morphologie du bassin des Causses est tracée, avec l'enfoncement relatif des épaisses séries jurassiques par rapport aux massifs cristallins qui les entourent (Rouergue, Cévennes). Cet enfoncement a permis l'action corrosive des eaux karstiques. L'écoulement de ces eaux s'est effectué par les points les plus bas des massifs entourants, en l'occurrence les bassins permien de Rodez et de Saint-Affrique (Lot, Aveyron, Tarn). Ainsi les eaux des Causses se déversent dans l'Atlantique, bien que le rapport distance-relief parlerait nettement en faveur d'un écoulement vers le bassin rhodanien.

Le "dogme de la voracité du drainage rhodanien" (ROUIRE & ROUSSET, 1973) n'a donc jusqu'aujourd'hui pas eu raison de l'ancien système fluvial, bien que l'approchement de certaines rivières tributaires du Gard et du Tarnon dans la région de Florac laisse pressentir quelques bouleversements dans les millénaires à venir.

Le creusement des gorges, qui fait suite à la phase ponto-pliocène où les rivières coulaient en surface, est sans doute dû à l'érosion mécanique et chimique (ROUIRE & ROUSSET). Les exurgences et avens qui sillonnent les plateaux et les gorges sont témoins de l'action continue des eaux karsatiques après le coup d'arrêt que leur infligea les épisodes froids liés aux glaciations quaternaires.

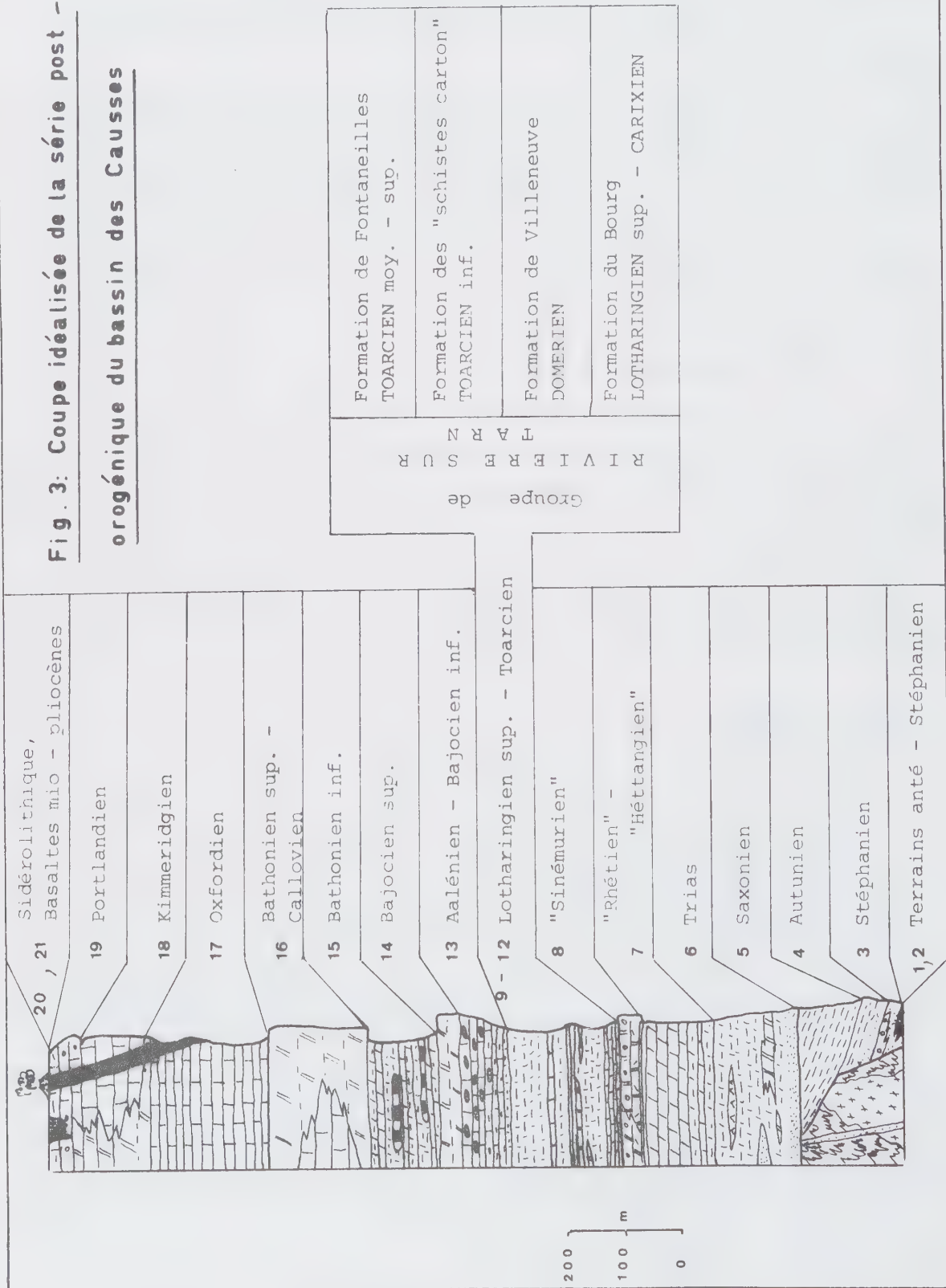
4 - Cadre stratigraphique (fig. 3)

La série post-hercynienne des Causses est caractérisée par une série paléozoïque débutant par du Stéphanien et restreinte à quelques bassins, et une série mésozoïque presque complète dans la partie centrale du bassin, mais extrêmement lacunaire sur ses bordures. Le Crétacé fait toutefois partout défaut, que ce soit par non-déposition ou par érosion postérieure. Le Tertiaire n'est représenté que par un peu de sidérolithique et quelques sédiments volcanoclastiques liés au volcanisme tarditertiaire et quaternaire.

Légende de la fig. 3 :

- 1) Gneiss, migmatites, schistes épimétamorphiques, formant le substratum de la série post-orogénique.
- 2) Intrusions granitiques, namuriennes (320-312 my). Granites porphyroïdes en général. Accompagnés d'un mince rideau de métamorphisme de contact. Dykes tardives (aplites, lamprophyres) pénétrant les schistes et les granites.
- 3) Stéphanien. Bassins houillers lacustres, en nette relation avec les failles tardi-hercyniennes (Decazeville, Rodez, Le Vigan, Graissèsac). Conglomérats, grès, houille.
- 4) Autunien. Conglomérats, carbonates, schistes bitumeux. Base discordante.
- 5) Saxonien. Importantes masses de grès et de siltites rouges d'origine continentale. Largement transgressif sur les terrains antécédents. Deux bassins principaux (Lodève, Saint-Affrique) et le petit bassin de Rodez-Decazeville.
- 6) Trias. Succession classique Buntsandstein-Muschelkalk-Keuper dans les régions à épaisseurs maximales (Lodévois). Faciès plus détritique dans les Causses. Le conglomérat basal de la série liasique en bordure du Causse Méjean, qui est attribué souvent soit au Trias soit au Rhétien, peut en fait tout aussi bien être d'âge liasique. Ceci impliquerait l'absence de dépôts triasiques sur la bordure cévenole.

Fig. 3: Coupe idéalisée de la série post -
orogénique du bassin des Causses



- 7) Rhétien-Hettangien : Ensemble dolomitique à interlits marneux, gréseux à sa base. Séquences de tidalites, faciès réputé lagunaire, avec un maximum de subsidence dans la région de Lodève. Sur la bordure cévenole développement de calcaires noduleux datés de la zone à planorbis, surmontés de la dolomie capucin. Les tidalites qui suivent sont rapportés par DE BRUN & MARCELLIN (1934) au Sinémurien, toutefois sans plus d'arguments que d'autres qui les attachent à l'Hettangien. Les problèmes de datation dans le Lias inférieur des Causses restent non résolus.
- 8) Sinémurien à Lotharingien inf. : Surmontant le "niveau à plantes", ou un paléokarst dans la région de Lauroux, cet ensemble calcaire (parfois dolomitisé en bordure, MICHARD & COUMOUL, 1978) est caractérisé par des grainstones oolithiques ou encrinétiques, par des lumachelles ou, dans la partie centrale, par des mudstones. Si la communication est libre avec le Bas-Languedoc, aucun dépôt de ce faciès n'est connu en marge cévenole (non-déposition, érosion, hétéropie de faciès ?). Communication libre avec l'Aquitaine. Datations : Paleodasycladus mediterraneus dans les termes inférieurs, quelques ammonites du Lotharingien moyen (MICHARD et al., 1979) immédiatement sous le hard-ground terminal.

Les termes lithologiques employés pour les alinéas 9-12 sont utilisés ici pour la première fois ; ils seront définis ultérieurement (p.).

- 9) Lotharingien sup. - Carixien : Calcaires micritiques à intercalations marneuses. Calcaires à entroques (wackestone) à influences terrigènes à la base. Formation du Bourg (p.). Hétéropie de faciès près de la bordure cévenole : Formation de la Combe-Albert, packstones encrinétiques à hardgrounds et influences détritiques au Sud ; formation des Bondons, gréseux et marno-calcaire à la base, puis calcaires et dolomie à silex, se terminant par un hard-ground. La formation du Lempézou, complexe gréseux et conglomératique, se cantonne à quelques affleurements dans les petits Causses cévenols. Communication libre avec l'Aquitaine, très réduite ou inexistante avec le Bas-Languedoc, inexistante avec le domaine rhodanien.
- 10) Domérien : Marnes noires, d'altération jaunâtre, avec divers niveaux marno-calcaires à la base. Les termes supérieurs prennent une altération blanche typique. Plusieurs bancs marnocalcaires, parfois phosphatés, s'y intercalent. Ils se terminent par un niveau rouge contenant des bélemnites et des nodules phosphatés corrodés (formation de Villeneuve) ; sur la bordure cévenole, passage latéral à la formation de fraissinet, séries marneuses à résédiments à la base, puis calcaires marneux siliceux glauconieux et phosphatés. La série se termine par des calcaires à entroques présentant souvent des phénomènes de résédimentation. La formation de Fraissinet devient plus grossière et déritique en bordure immédiate du seuil cévenol. Vers l'Ouest, le terme supérieur de la formation de Villeneuve, les Couches Blanches, passe aux calcaires de Salles packstones puis grainstones à entroques grossiers (cc. à entroques de BOISSE, 1870, cc. à pecten auct.), se terminant par une surface d'érosion clôturant la communication avec l'Aquitaine. Vers le seuil languedocien, série ferrugineuse et phosphatée très réduite.
- 11) Toarcien inférieur : Formation des "Schistes Carton". Faciès euxinique classique ; alternances de lamines calcaires (nannoplancton) et de lamines bitumineuses et argileuses.
- 12) Toarcien moyen et supérieur : Formation de Fontaneilles. Alternances de marnes jaunes, carbonatées, et d'argiles marneuses noires. Banc de condensations et de remaniements dans la zone à variabilis. A la base, alternances de marnes et de calcaires schisteux (couches en échelons). Le membre supérieur de la formation est constitué de marnes noires homogènes. Là où le Toarcien inférieur manque (Rouergue, Cévennes), reprise de la sédimentation par l'intermédiaire d'une oolithe ferrugineuse (oolithe d'Aurières). Communication libre avec toutes les régions environnantes à partir de la zone à pseudoradiosa.

- 13) Aalénien : Calcaires à Cancellophycus, calcaires à entroques, calcaires à silex. Datation par ammonites dans les termes inférieurs (zones à opalinum et scissum).
- 14) Bajocien : "Dolomie Roucat". Calcaires à silex, puis calcaires massifs à entroques. Souvent dolomitisation tardive ; la roche se présente alors comme une dolomie saccharoïde ruiniforme (Larzac) ; pas de datation valable ; quelques foraminifères (*Alzonella* sp.).
- 15) Bathonien inférieur : "Stipites du Larzac". Sédiments saumâtres à lignite. Calcaires, dolomies, marnes. Datation par ostracodes.
- 16) Bathonien supérieur - Callovien : "Dolomie ruiniforme". Puissantes assises de dolomie saccharoïde, passant localement à des calcaires. Le Callovien ne se différencie du Bathonien que dans la partie orientale du bassin.
- 17) Callovien - Oxfordien : Reprise de la sédimentation franchement marine avec un niveau de condensation renfermant des faunes calloviennes et oxfordiennes. Puis calcaires lithographiques peu différenciés.
- 18) Kimmeridgien : Calcaires sublithographiques à la base, puis calcaires en bancs massifs, passant latéralement à des dolomies ruiniformes. Quelques ammonites, Lituolidés caractéristiques.
- 19) Portlandien : Calcaires en plaquettes, oolithiques par endroit ; passant latéralement à des calcaires massifs à rudistes et polypiers. Localement : calcaires marneux à characées, brèches à cailloux noirs.
- 20) Crétacé - Tertiaire : Lacune (non-déposition, érosion ?). Certaines poches à sidérolithique peuvent éventuellement être rapportées à l'Eocène.
- 21) Tufs et laves basaltiques, mio-pliocènes.

Dans la partie occidentale de la région étudiée, le Jurassique causenard peut être aisément divisé en trois mégaséquences formant un grand cycle :

- 1) (Trias) et Lias
- 2) Aalénien - Callovien
- 3) Callovien supérieur - Malm.

Si la discontinuité du Callovien supérieur/Oxfordien inférieur se poursuit vers l'Est au-delà des Cévennes, la discontinuité entre la première et la deuxième mégaséquence disparaît dans les parties orientales du bassin, ce qui rend leur séparation moins évidente.

La première mégaséquence qui correspond à une ouverture, se trouve fortement perturbée par une discontinuité à la base du Lotharingien supérieur, modifiant profondément les données paléogéographiques.

E - TRAVAUX REGIONAUX ANTERIEURS

Curieusement, un travail d'ensemble sur le "Lias marneux" causse-nard semble faire défaut, ce dernier ayant attiré soit les paléontologues en raison de la richesse de ses faunes, soit les géologues des mines, à cause des gisements métallifères jalonnant les bordures du bassin. Les sédimentologues n'ont jusqu'alors guère été attirés par les masses homogènes de marnes noires qui abondent dans la partie centrale du bassin.

Il n'est pas question de donner ici une bibliographie complète de la littérature régionale touchant de près ou de loin au Lias marneux. Aussi je me contenterai d'un court aperçu en renvoyant le lecteur à des compilations plus complètes dans les ouvrages mentionnés ci-dessous.

I - Avant les recherches pétrolières

C'est à REYNES (1868), puis à ARGELIES (1874) que nous devons les principales divisions stratigraphiques dans le Lias aveyronnais. En 1870, BOISSE admet implicitement la séparation d'un domaine "ouest-aveyronnais", voir aquitain, du domaine causse-nard et évoque également la communication entre le bassin languedocien et les Causses par un seuil situé entre Sauclières et Ceilhes. FABRE (1872, 1893) est le premier à parler du "golfe des Causses" en mettant en évidence la présence du seuil cévenol. THEVENIN (1903) s'interroge sur les communications entre les Causses et le bassin aquitain au Lias par le "détroit de Rodez". NICKLES (1907 a) apporte de nouvelles précisions sur la succession stratigraphique du flanc occidental du Larzac. Mais c'est sans doute à MONESTIER (1913, 1921 a, b, 1931) que nous devons une première stratigraphie détaillée du Lias moyen et supérieur. En 1933, Y. BOISSE de BLACK du CHOUCHEZ publie maintes nouvelles données sur le Lias ruthénois. Elle établit également une bibliographie des plus détaillées sur la géologie des Causses d'avant 1933, à laquelle nous prions le lecteur de se rapporter.

2 - Recherches liées à l'exploration pétrolière et minière

Les travaux de GOTTIS (1952, 1957) redonnent un nouvel élan à la recherche en Languedoc. Dans les années 60, un bon nombre de thèses de troisième cycle sont publiées sous l'égide du B.R.G.M., ayant toutes trait à la stratigraphie et aux phénomènes de minéralisation sur la bordure

cévenole (ESPOURTELLE, 1966 ; RICHER, 1963 ; NORMAND, 1964 ; ZISERMANN, 1964 ; M.-D. RAOULT, 1967, 1970 ; FLEURY, 1966, 1968). FUCHS consacre au détroit de Rodez une thèse de Doctorat ès-sciences soutenue en 1969.

Parallèlement, la révision des travaux de MONESTIER est entreprise par MATTEI (1961, 1971). Ce même auteur, associé à PETIT & BOUSQUET (1973), puis à COUDRAY (1979) s'intéresse aux phénomènes de tectonique synsédimentaire et de condensation stratigraphique affectant la retombée méridionale du "dôme de Gornîès". GUÉX (1972, 1973, 1975) reprend la révision stratigraphique du Toarcien moyen et supérieur. BAUDRIMONT & DUBOIS (1977) publient une fort belle synthèse des relations existant selon eux entre le bassin des Causses et le domaine mésogéen. AUBAGUE, A. LEFAVRAIS-RAYMOND, L'HOMER & MICHARD (1977) analysent le Lias calcaire des Causses et signalent l'arrivée des ammonites à la base du Lotharingien terminal. MICHARD & COUMOUL (1978) apportent de nouvelles données sur la bordure Ouest du Mont Lozère et signalent des paléokarsts au contact du Lotharingien inférieur - Lotharingien supérieur. MICHARD, A. LEFAVRAIS-RAYMOND, L'HOMER & AUBAGUE (1979) analysent le Lotharingien supérieur.

Un groupe de quatre géologues de la F.U. de Berlin vient d'entreprendre une série de travaux de diplôme dans la bordure cévenole. Ils eurent leurs prédécesseurs en SEIFFERT (1966) et PAULI (en préparation). Dans le cadre des Guides Régionaux de France, les guides "Causses, Cévennes, Aubrac" de ROUIRE & ROUSSET (1973) et le guide "Languedoc" de GEZE (1979) ont le mérite d'initier un large public à ces régions exceptionnelles. Malheureusement, le tourisme paléontologique a eu, suite à ces publications, des conséquences peu prévisibles.

Bien que la géologie régionale n'ait pas été le but principal de ce travail, quelques faits nouveaux en ont néanmoins résulté et quelques interprétations différentes relatives aux marges Sud et Ouest seront proposées (v. 2ème et 3ème partie ; TRUMPY, 1978 ; TRUMPY & DELFAUD, 1979).

F - DEFINITIONS

1 - Le "langage" géologique

a) Biozonation

TABLEAU 1 Zones ammonitifères du Lias/Dogger	
ETAGES/SOUS-ETAGES	ZONES
Aalénien inférieur	scissum opalinum
Toarcien supérieur	aalensis pseudoradiosa insigne thouarsense
Toarcien moyen	variabilis bifrons
Toarcien inférieur	serpentinum tenuicostatum
Domérien supérieur	spinatum
Domérien inférieur	margaritatus stokesi
Carixien	davoei ibex jamesoni
Lotharingien supérieur	raricostatum
Lotharingien moyen	oxynotum

b) Termes régionaux et structuraux

En ce qui concerne la nomenclature régionale, l'orthographe de la carte de la France 1/25.000 a été adoptée.

Le Causse du Larzac (fig. 1) est le plus grand et le plus méridional des Grands Causses. La Dourbie le sépare du Causse Noir, le Tarn des petits avant-causses de la région millavoise.

Le Causse Noir, en bordure des Cévennes, est séparé du Larzac, par la Dourbie, du Causse Méjean par la Jonte.

Le Causse Méjean, en bordure des Cévennes, est séparé par la Jonte du Causse Noir, par le Tarn du Causse de Sauveterre.

Le Causse de Sauveterre, en bordure des Cévennes à l'Est, de l'Aubrac et de la Margeride au Nord, est séparé du Méjean par le Tarn.

Les Causses de Séverac et Comtal, tributaires du Sauveterre, sont les plateaux calcaires conservés dans le "détroit de Rodez".

Les Petits Causses sont des buttes-témoins "triasiques" et jurassiques perchées sur les Cévennes à l'Est du Tarnon.

La nomenclature utilisée pour les éléments tectoniques (failles, seuils) est celle utilisée en fig. 1. En récapitulation, on peut évoquer :

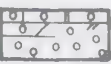
- le seuil cévenol : élément d'orientation N-S à N-30 E, formant la bordure Est du bassin des Causses.
- le seuil rouergat : élément d'orientation N-S à N-30 E, formant la bordure Ouest du bassin des Causses.
- le seuil languedocien : élément d'orientation N-50 E, formant la bordure Sud du bassin des Causses.

Le bassin du Bas-Languedoc est un bassin subparallèle au bassin des Causses, dont l'orientation ne peut guère être estimée faute d'affleurements. Je lui attribue les affleurements de Murviel, de Cazevieille, de Bédarieux et de Cézas. Il ne doit pas être confondu avec le bassin du Sud-Est dont il ne forme qu'un élément mineur.

J'utilise en outre le terme "détroit de Rodez" uniquement pour parler de l'étroite bande de sédiments encaissée entre les massifs cristallins de l'Aubrac et du Lévézou en n'y attribuant aucune signification paléogéographique.

Fig. 4: Légendes

a) Lithologies

	Mudstone, Wackstone, 75-100 % CaCO_3		Calcaires schisteux
	Mudstone, Wackstone, 75-100 % $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$		Packstone, Grain- stone à entroques
	50-75 % CO_3		Lumachelle
	2 - 0 % CO_3		Grès
	0 - 1 % CO_3		Conglomérats, Gravelles
	Grainstone, Calci-, Dolosparite		Brèche, Microbrèche

b) Structures sédimentaires

	Evaporites		Lignite
	Hardground		Nodules
	Glauconie		Séptarias
	Phosphorite		Birdseyes
	Ravinement		Bioclasts
	Chenal		Filaments
	Slump		Pellets
	Stratification oblique		Grapestones
	Stratification entrecroisée		Ooides
	Chert		Ooides ferrugineux ou phosphatés

c) Contenu biologique

	Algues, général		Gastéropodes
	Algues vertes		Nautilus
	Mégarestes végétaux		Bélemnites
	Foraminifères		Ammonites
	Spongiaires		Bryozoaires
	Empreintes		Brachiopodes
	Ostracodes		Echinodermes, général
	Tisoe		Entroques
	Polypiers		Echinides
	Lamellibranches		Vertébrés

c) Classification des carbonates

La nomenclature utilisée ici est celle proposée par DUNHAM (1962). Dans certains cas, celle de FOLK (1962) a été utilisée à titre complémentaire. En général, les termes anglais n'ont pas été traduits.

d) Classification des particules détritiques

La description (triage, sphéricité) suit les systèmes de PETTIJHON, POTTER & SIEVER (1972).

2 - Les légendes

La fig. 4 illustre la signature adoptée dans les coupes pour caractériser les caractères lithologiques des roches.

3 - Les séquences

a) Généralités

A la suite de LOMBARD (1956), l'analyse séquentielle est devenue un outil courant des géologues. Un modèle unique, basé sur une série virtuelle (LOMBARD), s'est toutefois rapidement avéré peu pratique, et ça et là ont fusé des analyses séquentielles adoptées à des genres de dépôts très particuliers (ex. : BOUMA, 1962 ; MUTTI & RICCHILUCCHI, 1972 : séries turbiditiques et flyschoïdes ; FISCHER, 1964 : tidalites ; DELFAUD, 1969 : carbonates du Jurassique aquitain). Ce dernier (1972), propose un modèle séquentiel qui, indépendamment du type de sédiment, peut être appliqué à toute sorte de série naturelle (DELFAUD, 1972, 1974).

Si ce modèle peut servir de base à ce travail, quelques modifications se sont néanmoins avérées nécessaires. Les dépôts du Lias des Causses sont, comme tous les dépôts liasiques européens, régis par une active tectonique synsédimentaire. Cela les place dans ce que DELFAUD (1967) appelle "les perturbations du modèle", où la tectogenèse gère la sédimentation. Ainsi les discontinuités d'ordre supérieur sont bien plus fréquentes et souvent d'extension horizontale moins importante que dans la période de calme tectonique du Jurassique moyen et supérieur. Il nous fut donc impossible de paralléliser les séquences d'ordre supérieur et les discontinuités de même ordre (DELFAUD, 1972, tabl. 1). Si la discontinuité reste toujours l'élément déterminant des limites de séquences, son "importance scalaire" ne correspond pas à l'échelle des séquences subordonnées.

Dans le cadre de ce travail, j'ai utilisé comme critères de l'analyse séquentielle :

- dans toutes les coupes :
 1. rythmicité des bancs
 2. structures sédimentaires
 3. contenu et grosseur des particules, à la loupe
 4. contenu biologique, à la loupe et à l'oeil
 5. teneur estimée en carbonates.
- dans la majeure partie des coupes sur échantillons choisis :
analyse micrographique.
- dans 9 coupes :
analyses géochimiques.

b) Les séquences : nomenclature

- La séquence élémentaire

C'est la (plus petite) tranche de sédiment comprise entre deux surfaces de discontinuité de sédimentation successives (BEAUDOIN, 1972).

Cette définition "privilégie la notation de discontinuité, mais ne préjuge en rien de l'origine des surfaces, ni de l'organisation interne, ni encore de la nature du matériel" (BEAUDOIN, p.35). Dans le contexte de ce travail, la séquence élémentaire peut être un ensemble décimétrique de marnes et de marnocalcaires de la formation du Bourg, ou l'association lamine - calcaire bitumineuse millimétrique de la formation des Schistes Carton, ou encore l'évolution métrique de packstone à entroques à marnes calcaires et marnes argileuses des marnes inférieurs de Fontaneilles.

- Le rythme (ou séquence de 2ème ordre)

Association de plusieurs séquences élémentaires, délimitée par deux surfaces de discontinuité.

Le rythme peut correspondre au membre d'une formation. Dans ce travail, il est d'ordre décimétrique à décamétrique (ex. : série de Mende, (marnes inférieurs de Fontaneille).

- Le rythme de 2ème ordre (ou séquence de 3ème ordre)

Association de plusieurs rythmes, délimités par deux surfaces de discontinuité.

Le rythme de deuxième ordre peut correspondre à une formation ou à un membre (ex. : série marnocalcaire, formation de Lempézou, etc.).

- Le grand rythme (ou séquence de 4ème ordre).

Correspond dans ce travail au groupe de Rivière s. Tarn (Lotharingien sup. - Toarcien), délimité aux deux extrémités par des discontinuités d'importances suprabassinales. Un groupe analogue, à définir, correspondrait à l'ensemble "Rhétien" - Lotharingien moyen.

c) Les discontinuités : nomenclature

On a utilisé la typologie de DELFAUD (1974 a) sans toutefois lui attribuer forcément une valeur scalaire. En plus, on a séparé les surfaces de condensations et de remaniements, d'origines différentes.

Ces discontinuités sont :

1. Diasthème : simple interruption entre deux bancs.
2. Joint : mince niveau, généralement argileux ou ferrugineux, qui sépare deux bancs.
3. Surface durcie : couche, généralement ferrugineuse, épaisse de quelques centimètres, qui enduit une surface irrégulière.
4. Surface de ravinement à la base de chenaux.
5. Surface de condensation : zone peu épaisse, souvent accompagnée de phosphates et de glauconie ou d'oxydes de fer, riches en fossiles non remaniés.
6. Surfaces de remaniement : zone peu épaisse, noduleuse, dans laquelle les fossiles sont souvent fréquents et portent des traces d'usure mécanique. L'ordre stratigraphique est bouleversé.
7. Discordance cartographique : interruption de grande échelle entre deux formations, pouvant se traduire par la disparition de plusieurs niveaux, mais sans discordance angulaire apparente.
8. Discordance angulaire : disposition non parallèle de deux assises dont les couches font, localement, un angle souvent de forte valeur.

4 - Les formations

En Aquitaine, les dépôts jurassiques ont reçu, grâce aux recherches pétrolières, une nomenclature non plus bio- mais plutôt lithostratigraphique. Dans le petit bassin des Causses par contre, la vieille nomenclature est toujours employée pour presque tous les termes et avant tout pour ceux du Lias. Vu l'hétérochronie de faciès affectant le Lias caussenard, j'ai tenté d'introduire une nomenclature lithologique dans le bassin des Causses. Au sein d'un groupe, le groupe de Rivière sur Tarn, huit formations ont été définies ; quatre dans le centre du bassin et quatre sur la bordure cévenole. Ces huit formations ont été elles-mêmes divisées en quinze membres et horizons (fig. 5) (1).

Les critères déterminants sont :

- Discontinuité de base
- Discontinuité de sommet
- Caractères lithologiques
- Caractères biostratigraphiques et écologiques
- Variations latérales.

a) Groupe de Rivière sur Tarn

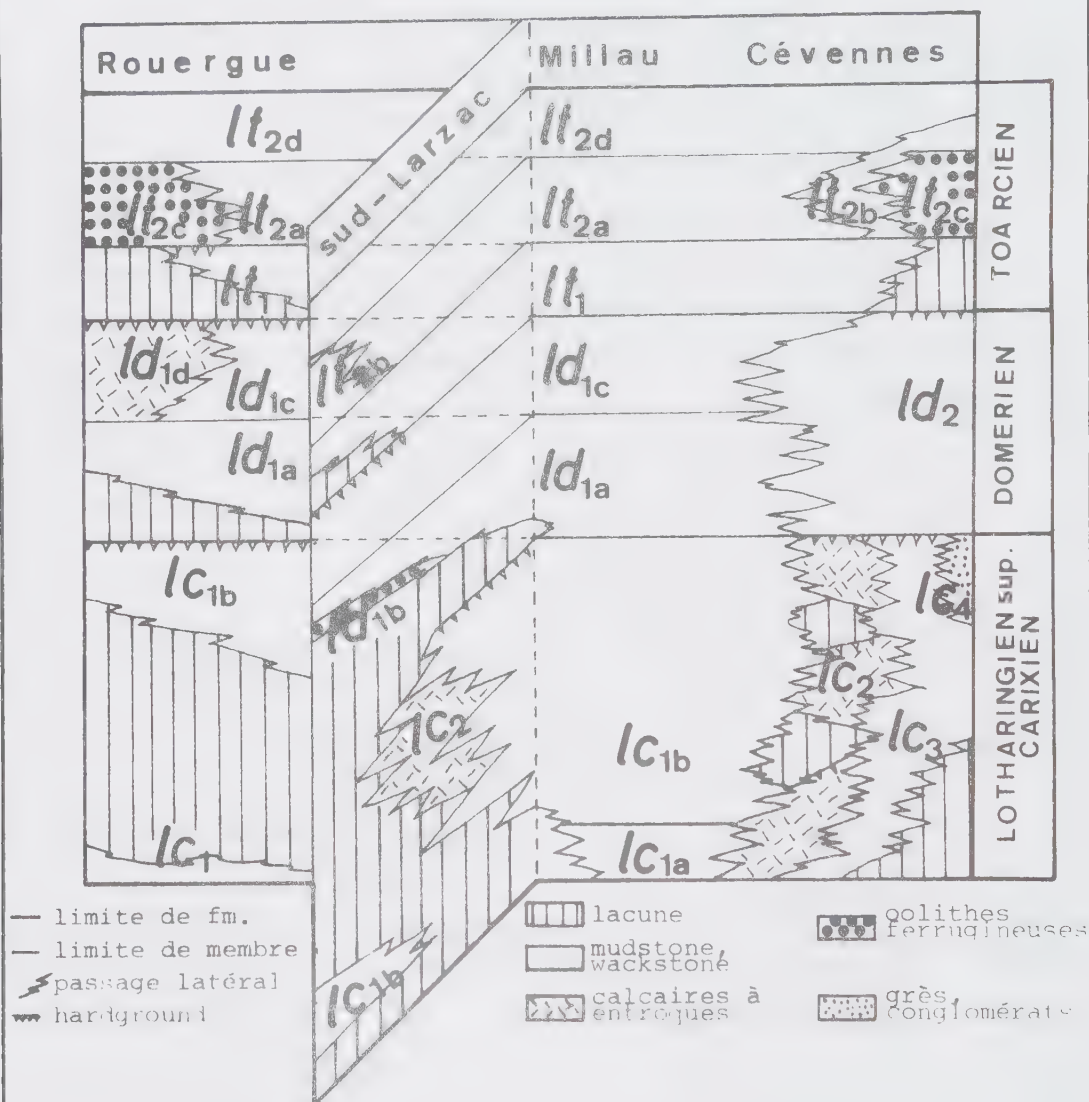
Région type : Rivière sur Tarn, Fontaneilles, Le Bourg, Le Samonta (Aveyron).

Discontinuité basale :

Hardground clôturant les grainstones du "Sinémurien" dans les parties centrales et méridionales du bassin, les mudstones de l'"Héttangien" sur les bordures.

(1) Pour les assises sous-jacentes au groupe de Rivière, les termes abusifs employés couramment sont maintenus : "Rhétien" pour les termes gréseux ou dolomitiques, transgressifs sur le Keuper, "Héttangien" pour les puissantes assises dolomitiques lagunaires, "Sinémurien" pour l'ensemble d'oolithes et d'encrinites calcaires ou dolomitiques, datés parfois en leur sommet par des faunes du Lotharingien moyen. Les termes suivant le groupe de Rivière ont par contre une terminologie lithostratigraphique : Calcaire à *Cancellophycus* et Dolomie Roucat (fig. 3).

Fig. : Corréations lithostratigraphiques (schéma)



lc₁ : Fm. du Bourg

: -lc₁ : Série de Mende

-lc_{1a} : Série marnocalcaire

lc₂ : Fm. de la Combe Albert

lc₃ : Fm. des Bondons

lc₄ : Fm. du Lempézou

ld₁ : Fm. de Villeneuve

: -ld₁ : Marnes de Villeneuve

-ld_{1a} : Oolithe du Guilhomard

-ld_{1b} : Couches blanches

-ld_{1c} : Calcaire de Salles

-ld_{1d}

ld₂ : Fm. de Frayssinet

lt₁ : Fm. des Schistes Carton

lt₂ : Fm. de Fontaneilles : -lt_{2a} : Marnes inf. de Fontaneilles

-lt_{2b} : Niveau de Murène

-lt_{2c} : Oolithe d'Aurières

Discontinuité sommitale :

"Dalle à gryphées", condensant l'Aalénien en un banc dans les parties occidentales du bassin, passage continu à travers les "Calcaires à Cancelllophycus" dans les parties centrales et orientales.

Epaisseurs :

Plus de 200 m dans la région type et dans la région de Mende ; se limitant à une trentaine de mètres, dont la quasi-totalité revient aux marnes supérieures de Fontaneilles, sur la bordure méridionale. Les épaisseurs maximales se situeraient vraisemblablement sous les Causses Méjean et Sauveterre.

Age :

Lotharingien supérieur - Toarcien.

Ecologie :

La faune planctonique et nectonique domine largement sur la faune benthique, qui est toutefois à une exception près (Fm. des Schistes Carton) toujours présente. On doit noter la richesse de benthos sur les bordures.

Lithologie :

Les lithotypes prédominants sont les mudstones (marnes, marnocalcaires). Wackestones et packstones sont toujours présents, tandis que les exemples des grainstones sont rares. La calcite domine de loin sur la dolomie, toutefois souvent présente en faibles pourcentages. Phosphates, glauconie, oxydes et hydroxydes de fer sont fréquents sur les bordures. La phase détritique est avant tout composée d'illite et de chlorite ; la kaolinite et les interstratifiés peuvent localement jouer un rôle important. Le quartz est toujours présent en fraction silteuse ; rare en fraction gréseuse, il est néanmoins, associé au feldspath, très fréquent dans la formation du Lempézou. Les silicifications sont fréquentes. Un niveau évaporitique a été mis en évidence.

Variations latérales :

Le groupe de Rivière correspond en bordure quercynoise à la série de Capdenac et à la série de Saint-Antonin ; dans la plupart des autres domaines adjacents, le groupe de Rivière équivaut au sommet du Lias calcaire et au Lias marneux.

b) La formation du Bourg

Coupe type (fig.6) : Ruisseau de Pourcaresse près le Bourg et région Ouest de Bourg.

Discontinuité basale :

Hardground clôturant les grainstones du "Sinémurien".

Discontinuité sommitale :

Niveau glauconieux à ammonites du Domérien inférieur ou niveaux de condensations englobant des faunes du Carixien supérieur puis du Domérien inférieur dans la région de Mende.

Epaisseurs :

Environ 60 m dans la région de Mende, partagés en parts égales entre les deux membres de la formation. Près de Nant, l'épaisseur serait (ESPOURTELLE, 1960) de 130 m (?). Dans la région-type, les épaisseurs se réduisent à une quarantaine de mètres, à la suite de la réduction du terme inférieur (membre de Mende). Sur la bordure méridionale, seuls sont présents les termes supérieurs du membre marnocalcaire.

Age :

Membre de Mende : Lotharingien terminal (zone à raricostatum).
Membre marnocalcaire : Carixien et base du Domérien.

Ecologie :

Dans le membre de Mende et dans la base du membre marnocalcaire, les faunes benthiques dominent, toujours associées aux ammonites. Les spicules de spongiaires sont l'élément déterminant dans les termes moyens du membre marnocalcaire, tandis que les céphalopodes sont prédominants dans les termes supérieurs.

Lithologie :

Le membre de Mende est caractérisé par des marnocalcaires, localement granoclassés dans un étroit sillon s'étirant de Mende à Nant. A l'Est de Mende, la rythmicité des bancs est identique, toutefois on y observe que des résédiments proximaux. Dans la région de Millau/Rivière, le membre de Mende n'est représenté que par un mince niveau de wackestone/packstone à entroques, gréseux à la base. Le membre de Mende fait défaut sur la bordure méridionale du bassin. Une surface durcie le sépare du membre marnocalcaire,

alternances régulières de marnes et de marnocalcaires. On y a différencié deux rythmes : un premier évoluant d'alternances à prédominances marneuses à des calcaires siliceux, clôturé par un niveau à ammonites, et un second composé d'alternances marnes - marnocalcaires à phosphates.

Variations latérales :

Le membre de Mende et le rythme inférieur du membre marnocalcaire disparaissent en approchant de la faille de la Sorgue. Au-delà de cette faille, la formation du Bourg manque ou passe à la formation de la Combe-Albert qui la remplace également en bordure cévenole entre Meyrueis et Nant. Au Nord de Meyrueis, la formation du Bourg passe à la formation des Bondons. En Quercy, elle correspondrait à quelques mètres de packstones très phosphatés de la base de la série de Capdenac.

c) La formation de la Combe-Albert

Coupe-type (fig. 7) : Hameau La Combe-Albert, au Sud de Trèves (Gard).

Discontinuité basale :

Surface durcie du "Sinémurien" ou poussée gréseuse ravinant l'"Hettangien" dans la coupe-type.

Discontinuité sommitale :

Surface durcie clôturant les calcaires à entroques, formant la limite soit avec les marnocalcaires de la formation de Fraissinet, soit avec les marnes de Villeneuve.

Epaisseurs :

Une trentaine de mètres dans la coupe-type, quelques mètres entre la faille de la Sorgue et la faille de l'Escalette.

Age :

Correspond probablement à l'ensemble Lotharingien supérieur - Carixien, localement à la base du Domérien, mais comprenant plusieurs lacunes.

Ecologie :

Prédominance évidente des éléments benthiques (crinoïdes, brachiopodes, foraminifères (involutines !). L'élément planctonique est

essentiellement constitué de bélemnites, souvent cassées et tar-
raudées.

Lithologie :

Packstone, puis grainstone à entroques. Stratifications obliques
et entrecroisées dans la partie supérieure, accompagnées de silici-
fications. Nombreuses surfaces durcies, plusieurs niveaux à ravine-
ment. Passées détritiques à quartz, en bordure des Cévennes accom-
pagnées d'éléments carbonatés remaniés (ooides), sans quartz dans
les parties plus distales.

Variations latérales :

La formation de la Combe-Albert, qui n'occupe qu'une étroite bande
sur la marge méridionale des Cévennes, passe à l'Ouest à la formation
du Bourg. A l'Est, elle se trouve soit à proximité d'une zone de
non-déposition, soit elle passe (au Nord) à la formation des Bondons.

d) La formation des Bondons

Coupe-type (fig. 8) : Truc des Bondons (Lozère).

Discontinuité basale :

Mudstones intertidaux de l'"Hettangien", très localement (bordure
Nord du Causse Méjean) wackestones massifs du "Sinémurien"
(MICHARD & COUMOUL, 1978). Localement discordance angulaire.

Discontinuité sommitale :

Surface de condensation du Carixien supérieur dans la région de
la coupe type, du Carixien moyen dans le secteur situé plus au
Sud, au Nord de Meyrueis.

Epaisseurs :

Une quinzaine de mètres dans la région-type. Réduction à 1 à 2
mètres dans la région du Col de Perjuret.

Age :

Lotharingien supérieur à Carixien supérieur (et base du Domérien)
au Nord de Florac, Lotharingien supérieur à Carixien moyen entre
Florac et Meyrueis. Série lacunaire.

Ecologie :

Prédominance de faunes benthiques : Lamellibranches (pectinides!) crinoïdes dans les termes inférieurs, puis série presque azoïque, , puis pectinides (Entolium sp.) en lumachelles, suivis, à l'approche du hardground terminal, de faunes pélagiques : ammonites et nautilus, belemnites, toujours associés à des lamellibranches.

Lithologie :

A la base, quelques bancs de wackestone glauconieux à entroques, clôturés par une surface durcie, caractérisent la partie lotharingienne de la formation. Au-dessus d'une mince assise gréseuse s'installe un régime de marnocalcaires riches en faunes benthiques. Les bancs deviennent plus massifs, dolomitiques et se chargent de silice, tout en perdant toute trace organique. Les derniers décimètres sont constitués de grainstones, localement de packstones extrêmement phosphatés, riches en débris (Lias inférieur remanié, localement quartz) et littéralement criblés de fossiles.

Variations latérales :

La formation des Bondons passe à l'Ouest soit à la formation du Bourg, soit à la formation de la Combe-Albert. Elle représente l'intervalle Lotharingien supérieur - Carixien sur les bordures E des Causses Méjean et Sauveterre ainsi qu'en partie sur les Petits Causses. A l'Est, elle passe à la formation du Lempézou.

e) La formation du Lempézou

Coupe-type -(fig. 9) : Montagne du Lempézou (Lozère).

Discontinuité basale :

Première poussée détritique interrompant la sédimentation de type Bondons dans les Petits Causses septentrionaux.

Discontinuité sommitale :

Surface durcie clôturant le rythme gréseux et conglomératique.

Epaisseurs :

Deux à dix mètres.

Age :

Carixien (moyen) - supérieur.

Ecologie :

Azoïque à la base, puis benthique : crinoïdes, échinides, lamelli-branches (pectinides, huitres).

Lithologie :

Grès très grossier, parfois conglomératique. Stratification oblique, silicifications très fréquentes. Les galets sont composés de quartz avec quelques feldspaths et des rarissimes galets en provenance des schistes cévenols. La kaolinite peut constituer 100 % de la fraction argileuse.

Variations latérales :

La formation du Lempézou passe à l'Ouest au hardground clôturant la formation des Bondons. Son faciès côtier prouve la présence de terre émergée à l'Est. Un faciès d'âge analogue se retrouve de l'autre côté des Cévennes, dans les coupes de la Montagne des Cagnasses.

f) Formation de Villeneuve

Coupe-type (fig. 6) : Près du hameau de Villeneuve, entre Rivière et Fontaneilles (Aveyron).

Discontinuité basale :

Niveau glauconieux à ammonites du Domérien inférieur, ou surface de condensation englobant des faunes du Carixien supérieur et du Domérien inférieur dans la région de Mende, ou encore la surface durcie clôturant les grainstones "Sinémuriens" au Sud de la faille de la Sorgue, ou la surface durcie clôturant la formation de la Combe-Albert.

Discontinuité sommitale :

Niveau oxydé à nodules phosphatés et bélemnites tarraudées formant la limite avec la formation des Schistes Carton, ou surface durcie séparant les calcaires de Salles de l'oolithe d'Aurières.

Epaisseurs :

La formation de Villeneuve atteint 75 mètres dans la coupe-type. Son épaisseur diminue à quelques mètres ou centimètres sur le seuil languedocien. Fortes réductions également sur le seuil rouergat.

Age :

Domérien (Domérien II - VII sensu MATTEI, 1971).

Ecologie :

Très nette prédominance des faunes pélagiques. Dans les termes inférieurs (marnes de Villeneuve avec l'oolithe du Guilhomard) les faunes benthiques sont très rares (gastéropodes dans l'oolithe, rynchonellides), pour devenir plus fréquentes dans les Couches Blanches (rhynchonellides, spiriférides, lamellibranches dans les Couches Blanches, térébratules, échinodermes, pectinides dans les calcaires de Salles).

Lithologie :

L'oolithe du Guilhomard, assises basales du Domérien au Sud de la faille de la Sorgue, est un pack- ou wackestone très ferrugineux, les "ooides" étant constitués d'encroûtements limonitiques ou hématiques de débris d'entroques.

Les marnes de Villeneuve sont des mudstones marneux, avec des rares intercalations de mud- ou wackestones marnocalcaires. Dans les parties supérieures se trouvent quelques niveaux à gros nodules diagénétiques, puis un niveau à Tisoa. Peu avant la limite supérieure un niveau à nuculides resédimentées forme un excellent niveau-repère.

Les Couches Blanches sont caractérisées par de nombreuses intercalations marnocalcaires dans les marnes d'altération blanchâtres, avec des restes phosphatés fréquents. Approchant du seuil languedocien, les marnes disparaissent au profit de mudstones calcaires à phosphate, puis finalement, entre Saint-Pierre-de-la-Fage et l'Escalette, d'une brèche constituée de débris phosphatés dans une matrice gypseuse.

Les calcaires de Salles remplacent les Couches Blanches sur le seuil du Rouergue. Ce sont des wacke-, puis des pack- et finalement des grainstones à entroques et Aequipecten (calcaire à pecten auct.). En quittant le seuil vers l'Est, les grainstones, puis les packstones disparaissent, et des marnes s'intercalent entre les bancs marnocalcaires. Le passage des pack- aux wackestones est caractérisé par une zone à resédiments.

Variations latérales :

La formation de Villeneuve passe à l'Est à la formation de Fraissinet. La communication est libre avec la formation de Villeneuve du bassin du Bas-Languedoc, ainsi qu'avec les marnes de la série de Capdenac en bordure quercynoise.

g) La formation de Fraissinet

Coupe-type (fig. 10) : Valat de Fontalbe, en amont de Fraissinet de Fourques (Lozère).

Discontinuité basale :

Surface de condensation du Carixien supérieur dans la région du Truc des Bondons, du Carixien moyen dans la coupe-type, ou surface durcie au sommet de la formation de la Combe-Albert, ou surface durcie au sommet de la formation du Lempézou, ou encore discontinuité clôturant l'"Hettangien" ou le "Sinémurien" dans quelques coupes du Sud des Cévennes (Le Pompidou, Aurières/Alzon).

Discontinuité sommitale :

Surface durcie, parfois phosphatée, au contact de la formation des Schistes Carton dans la région type, de l'oolithe d'Aurières dans les coupes cévenoles.

Epaisseurs :

Une vingtaine de mètres à l'Eschino d'Aze, une quinzaine dans la coupe-type, se réduisant à un ou deux mètres sur les Cévennes.

Age :

Domérien, englobant du Carixien supérieur dans les parties méridionales. Série très lacunaire.

Ecologie :

Prédominance de l'élément pélagique dans les coupes les plus bassinales (Les Bondons, Fraissinet, Trèves), de l'élément benthique dans les coupes cévenoles. Ammonites, bélemnites, pectinides, térébratules, échinodermes, involutines.

Lithologie :

Série très hétérogène, comprenant dans la coupe-type des packstones à entroques, puis des marnes très glauconieuses, puis une importante assise de mudstones siliceux, finalement des packstones à entroques

grossières montrant souvent des structures de glissements synsédimentaires. Dans les coupes cévenoles, les réductions les plus importantes s'effectuent au détriment des mudstones siliceux. La richesse en fossiles silicifiés est remarquable. De l'autre part des Cévennes, près de Cézas/Montagne des Cagnasses, une série analogue se termine par un niveau bréchique à éléments cristallins.

Variations latérales :

La formation de Fraissinet, suivant les contours des restes émergés des Cévennes, passe des deux parts de ce môle à la formation de Villeneuve ; à l'Ouest à celle du bassin des Causses, à l'Est à celle du bassin du Bas-Languedoc. Aux alentours du Mont Lozère, la formation se trouve en position côtière.

h) La formation des Schistes Carton

Coupe-type (fig. 6) : Suite de la coupe-type de la formation de Villeneuve (Aveyron).

Discontinuité basale :

Niveau oxydé du sommet de la formation de Villeneuve ou surface durcie de la formation de Fraissinet. Très localement sur le seuil languedocien : surface durcie des grainstones "Sinémuriens".

Discontinuité sommitale :

Premier niveau marneux ou marnocalcaire de la formation de Fontaneilles.

Epaisseurs :

Entre 0,2 m et 18 m.

Age :

Toarcien inférieur.

Ecologie :

Absence quasi-totale de faune benthique et présence d'ammonites, bélemnites, lamellibranches pseudoplanctoniques (Innoceramus, Steinmannia). Sur les bordures, quelques lamellibranches benthiques (Astarte). Dans les parties sommitales, quelques foraminifères et gastéropodes.

Lithologie :

Schistes bitumineux, calcaires varvés (alternances de lamines calcaires composés de phytoplancton et de lamines argileuses riches en matière organique). Niveaux repères : un banc varvé à stratification oblique et à chenaux ("banc à Leptolepis"), niveaux à gros nodules calcaires dans les parties sommitales de la formation. Dans les parties occidentales du bassin, plusieurs niveaux à nodules irréguliers (slumping ?). Dans les parties orientales (Valdonnez) intercalations de petits bancs marnocalcaires silteux.

Variations latérales :

Il n'existe aucune hétéropie de faciès avec les Schistes Carton. Seul, sur le seuil rouergat, un niveau d'argiles marneuses jaunes intercalé entre les calcaires de Salles et l'oolithe d'Aurières pourrait représenter un faciès particulier du Toarcien inférieur.

i) La formation de Fontaneilles

Coupe-type (fig. 6) : suite de la coupe-type de la formation des Schistes Carton, à l'Ouest de Fontaneilles (Aveyron).

Discontinuité basale :

Premier niveau de marnes bioturbées succédant aux Schistes Carton. Là où les Schistes Carton manquent (seuil du Rouergue, seuil des Cévennes), la sédimentation reprend avec un niveau d'oolithes ferrugineuses et phosphatées sur la surface durcie des calcaires de Salles ou de la formation de Fraissinet (oolithe d'Aurières).

Discontinuité sommitale :

"Dalle à gryphées" dans les parties occidentales, apparition de la formation des calcaires à *Cancellophycus* dans les parties centrale et orientale du bassin.

Epaisseurs :

150 mètres dans les parties les plus développées, descendant à une vingtaine de mètres sur les marges. Les marnes supérieures y tiennent la part la plus importante.

Âge :

Toarcien moyen et supérieur.

Ecologie :

Prédominance très nette des faunes pélagiques. Les faunes benthiques sont présentes en certains niveaux : nukulides, Pinna, myes, gastéropodes (Turbo), toujours de très petite taille. Apparition des filaments.

Lithologie :

La formation de Fontaneilles est presque exclusivement constituée de mudstones.

L'oolithe d'Aurières, niveau basal de la formation sur le Rouergue et les Cévennes, est un wackestone à ooides phosphatés ou ferrugineux.

Le niveau de Murène est une zone de condensation extrême, où se trouvent tassés dans une gangue marneuse, sur quelques dizaines de centimètres, des ammonites phosphatés représentant plusieurs zones. Certaines structures phosphatées ne sont pas sans évoquer des stromatolithes.

Les marnes inférieures de Fontaneilles sont des séquences marnes/calcaires évoluant vers des marnes argileuses. Souvent, on trouve à la base de ces séquences des chenaux à entroques. La limite entre les marnes inférieures et les marnes supérieures est constituée par une série d'accidents calcaires, accompagnée de condensations et de remaniements (GUÉX, 1975).

Les marnes supérieures de Fontaneilles se composent au début des mêmes séquences que le membre inférieur, évoluant toutefois très rapidement vers des marnes argileuses uniformément noires, truffées de quelques horizons à nodules. Quelques niveaux grossièrement gréseux aux alentours du Mont Lozère constituent les seules variations de faciès.

Variations latérales :

Si les termes inférieurs de la formation de Fontaneilles montrent encore certains traits attribuables à des hauts-fonds (sous-marins ?), à partir des marnes supérieures les communications sont établies avec tous les bassins environnants : Quercy (série de Saint-Antonin), bassin du Bas-Languedoc .

j) Corrélation des diverses formations (fig. 5)

Les bordures du bassin des Causses sont affectées de nombreuses interruptions de sédimentation, mais certaines discontinuités se manifestent également dans la partie centrale du bassin des Causses par des lacunes (passages Couches Blanches - Schistes Carton, marnes inférieures de Fontaineilles - marnes supérieures, éventuellement, voir MATTEI, 1971, le passage formation du Bourg - formation de Villeneuve, ainsi que le passage de la série de Mende à la série marnocalcire). Pour ces derniers, la mise en évidence paraît toutefois difficile.

La fig. 5 démontre en outre les variations de faciès très fréquentes sur la bordure cévenole, illustrant une tectonique synsédimentaire active. Ces changements sont mineurs sur la bordure rouergate et très peu importants sur le seuil languedocien, où la présence d'un seuil ne se manifeste guère que par des lacunes et des zones de condensations.

o
o o

DEUXIEME PARTIE

PRESENTATION DES SUCCESSIONS-TYPES DES DIFFERENTES UNITES PALEOGEOGRAPHIQUES

A - GENERALITES

Cette partie présente essentiellement des observations effectuées sur le terrain en considérant les critères mentionnés plus haut. Les conclusions qui suivront cette analyse découleront donc de ce type d'observations : répartition des faciès et des épaisseurs, illustrée graphiquement dans les cartes d'isopaques et de faciès (fig. 23 a-d).

Les observations relatives aux phénomènes de tectonique synsédimentaire seront commentées à part (voir P. III).

1 - Légendes des fig. 6-22

Dans toutes les figures de cette partie, sauf précisions particulières, un schéma de classification unitaire a été adopté pour les unités lithologiques et les biozones :

a) Unités lithologiques

Li	"Héttangien" ou "Sinémurien" - substratum du groupe de Rivière
LC1	Formation du Bourg
	LC1a : Membre de Mende
	LC1b : Membre marnocalcaire
LD1	Formation de Villeneuve
	LD1a : Marnes de Villeneuve
	LD1b : Oolithe du Guilhomard
	LD1c : Couches Blanches
	LD1d : Calcaires de Salles
LT1	Formation des Schistes Cartons
LT2	Formation de Fontaneilles
	LT2a : Marnes inférieures de Fontaneilles
	LT2b : Niveau de Murène
	LT2c : Oolithe d'Aurières
	LT2d : Marnes supérieures de Fontaneilles
Aal	(Formation des) Calcaires à <i>Cancellophycus</i>
LC2	Formation de la Combe-Albert
LC3	Formation des Bondons
LC4	Formation du Lempézou
LD2	Formation de Fraissinet

b) Biozones

a	biozones de l'"Hettangien" ou du "Sinémurien"
b	zone à raricostatum
c	zone à jamesoni
d	zone à ibex
e	zone à davoei
f	zone à stokesi
g	zone à margaritatus
h	zone à spinatum
i	zone à tenuicostatum
j	zone à serpentinum
k	zone à bifrons
l	zone à variabilis
m	zone à thouarsense
n	zone à insigne
o	zone à pseudoradiosa
p	zone à aalensis
q	zone à opalinum
r	zone à scissum

c) Caractérisation du faciès

Les symboles utilisés dans les colonnes "structures sédimentaires" et "contenus biologiques" sont ceux de la fig. 4

La colonne "Microfaciès" illustre les grandes lignes du développement séquentiel. L'analyse et le détail en sera fait dans la partie IV (fig. 29).

Les microfaciès ont été divisés en douze types :

- 1 - Faciès lacunaire (hardground, niveau de condensation, de remaniement)
- 2 - Marnes et argiles jaunes à lignite (lacustre p.p.)
- 3 - Grès grossier, conglomérats, brèches
- 4 - Grès fin
- 5 - Confiné saumâtre (calcaires et dolomies siliceuses)
- 6 - Confiné sursalé (évaporites, tidalites)
- 7 - Mudstone à phosphate
- 8 - Grainstone, sparites
- 9 - Packstone
- 10 - Wackestone
- 11 - Mudstone
- 12 - Faciès anoxique (sapropélithes, gyttia)

2 - Les grandes unités paléogéographiques

a) Le bassin sensu stricto

Le bassin s'étend en direction N-10 E à N-30 E entre Millau et Mende. L'axe central correspond à l'enfoncement des Causses Méjean et Sauveterre.

b) La bordure cévenole

- Les faciès des Cévennes méridionales

Entre Meyrueis et Le Caylar, des faciès particuliers se développent au Lotharingien et au Carixien ainsi qu'au Domérien inférieur.

- Les faciès lozériens

Au Nord de Meyrueis jusqu'à la limite septentrionale des affleurements liasiques des Causses, ces faciès caractérisent la bordure Est du bassin.

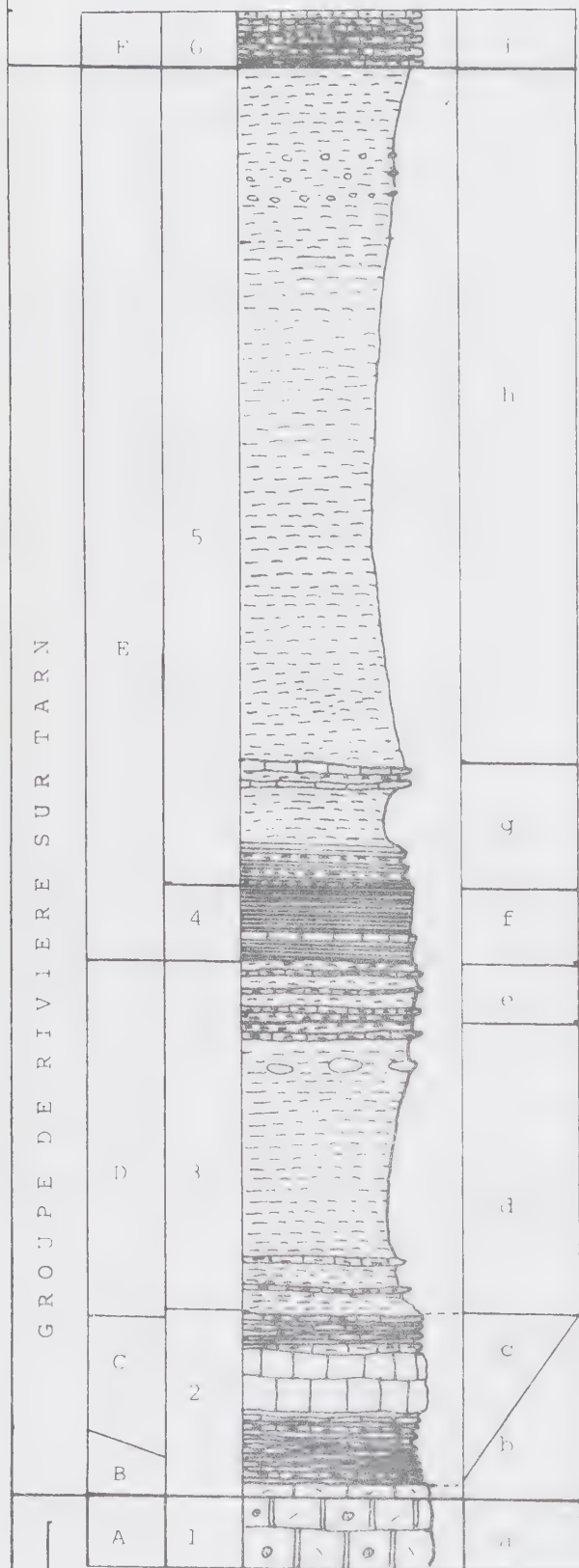
c) Les faciès ruthens

Ils caractérisent la bordure occidentale du bassin et affleurent aujourd'hui dans le détroit de Rodez.

d) Le seuil du Languedoc

Des faciès particuliers se développent sur la marge Sud du bassin entre Ceilhes et Saint-Pierre-de-la-Fage.

Fig. 6a): Coupe schématique du
groupe de Rivière sur Tarn et
emplacement des coupes-types.



Légendes:

A-"Sinémurien", B-Lotharingien sup.,
C-Carixien, D-Domérien, E-Toarcien,
F-Aalénien.

1-"Sinémurien", 2-Fm. du Bourg, 3-Fm.
de Villeneuve, 4-Fm. des Schistes
Carton, 5-Fm. de Fontaneilles, 6-Fm.
des calcaires à cancéllophycos.

a-"Sinémurien", b-Série de Mende,
c-Série marnocalcaire, d-marnes de
Villeneuve, e-Couches blanches, f-Fm.
des Schistes Carton, g-marnes infé-
rieurs de Fontaneilles, h-marnes su-
périeures de Fontaneilles, i-Fm. des
calcaires à cancéllophycos.

Al: Aldiguès

Du: Duéjols

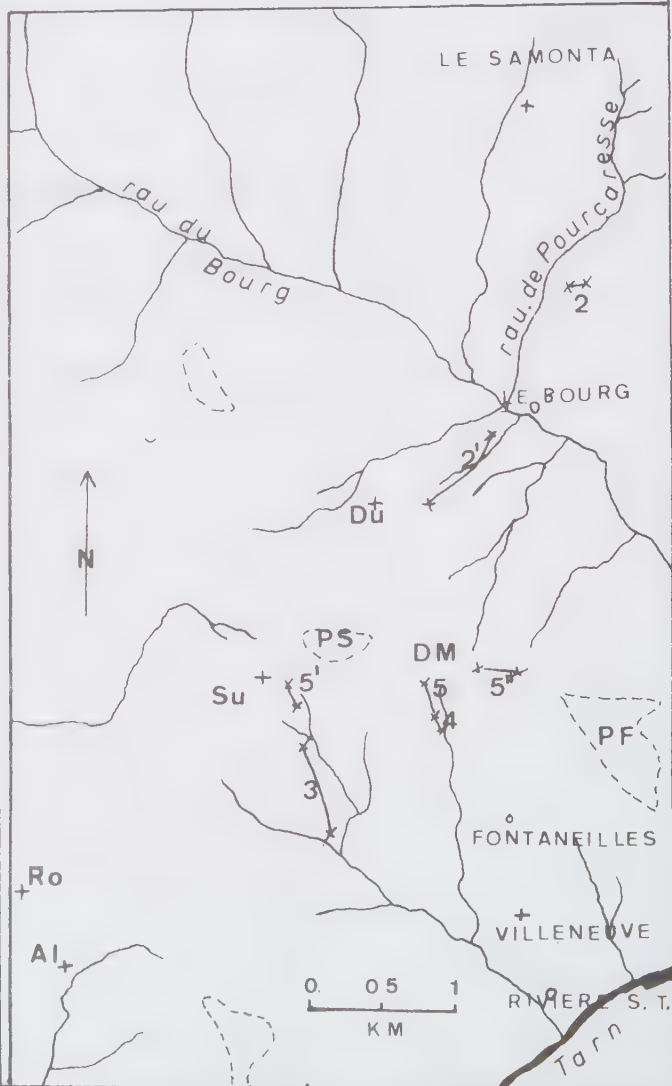
Ro: Rouassas

Su: Suège

PF: Puech de Fontaneilles

PS: Puech de Suège

DM: Les Caves-entre-Deux-Monts



B - LA SERIE BASSINALE : RIVIERE-SUR-TARN

1 - Introduction (fig. 6a)

Les faciès décrits dans ce chapitre sont les plus classiques et les plus répandus dans les Causses. En dehors de la région-type, ils s'étendent à l'Ouest au-delà de Sévérac, à l'Est jusqu'à la bordure cévenole, où toutefois les changements de faciès sont rapides et importants. Les affleurements les plus au Nord, dans la région de Marvejols, montrent toujours les mêmes lithologies. On suit également ces faciès jusqu'à la faille de la Sorgue, pour les retrouver au-delà du seuil du Languedoc, dans le bassin du Bas-Languedoc.

Ce n'est pas dans la région-type que les épaisseurs sont les plus importantes ; dans le "sillon cévenol", en bordure des faciès cévenols, les épaisseurs de la formation du Bourg atteignent leur maximum. Les affleurements de Liaucous/Le Rozier, à l'Est de Rivière, montrent également des épaisseurs plus importantes que dans la région-type pour la tranche Domérien supérieur - Toarcien inférieur. Ceci laisse supposer que l'axe central de subsidence au Lias (moyen et supérieur) correspondait plus ou moins à la zone d'enfoncement tertiaire des Causses Méjean et Sauveterre et serait de ce fait soustrait à notre observation. Il coïnciderait ainsi avec l'axe de subsidence au Dogger, traversant le village des Vignes (TRUMPY & DELFAUD, 1979).

Les coordonnées des coupes-types du groupe de Rivière (fig. 6a en bas à droite) sont les suivantes (point de départ) :

Formation du Bourg (2 dans fig. 6a) :

- Base : Ravin en rive gauche du ruisseau de Pourcaresse.

663'300/214'600 (La coupe en ce point est complète, toutefois une coupe identique et meilleure se trouve au Sud du ruisseau du Bourg).

- Suite : Ravin à l'Est de Duéjols (fig. 6a), rejoignant le ruisseau du Bourg en rive droite.
663'000/213'900.

Formation de Villeneuve (3 dans fig. 6a) :

Arête marneuse partant du pont de la piste qui relie Rivière à son pittoresque dépôt d'ordures.

662'600/211'000.

Formation des Schistes Carton (4 dans fig. 6a) :

Petite gorge au NW de Fontaneilles.

662'900/212'000.

Formation de Fontaneilles (5 dans la fig. 6a) :

- Base : Suite de la coupe-type des Schistes Carton
662'900/212'100.

- Suite : Ravin descendant de l'extrémité W du Puech de Suège.
661'900/212'000
- Suite : Arête W du Puech de Fontaneilles.
662'900/212'500

2 - La formation du Bourg (fig. 6b)

La base de la coupe est constituée par une dolomie spathique qui ne laisse subsister aucune structure sédimentaire. Témoin de la phase de dolomitisation liée à une émergence (MICHARD & COUMOUL, 1978), cette unité se rapporte au "Sinémurien" et forme une falaise qui supporte le groupe de Rivière (1).

Une surface durcie, rubéfiée et tarraudée, surmonte un calcaire faiblement gréseux à entroques, très riche en lamellibranches. Immédiatement au-dessus de la surface durcie, un mince niveau marneux a livré Leptechioceras sp. et un autre ariétide indéterminable. Clôturée par une surface durcie non tarraudée, cette unité correspond à la série de Mende, très réduite à l'Ouest du bassin des Causses (2). Ce sont toujours les faunes benthiques qui dominent dans les alternances de calcaires glauconieux et de marnes qui surmontent la surface durcie. Dans la coupe voisine de la Palange/Ville-neuve, ces niveaux ont livré une Uptonia sp. (3).

Sans limites franches, les alternances à litages nets passent à une importante série où le litage est plus flou : le contact calcaires-marnes est net, parfois souligné par des amas de lamellibranches (faune condensée ?), mais le passage des marnes aux calcaires est en revanche graduel. Acanthopleuroceras sp. du Carixien moyen a été trouvé près du sommet de cette unité (4).

La teneur en silice augmente sensiblement ; le litage se fait de nouveau plus net, les bancs calcaires dominant largement les niveaux marneux qui prennent un aspect plus schisteux. Les spicules d'éponges siliceuses prennent de l'importance (5).

Les marnes disparaissent finalement au profit de bancs massifs de calcaires siliceux vraisemblablement sans faunes (6).

De faciès identique, le prochain niveau, très constant dans toute la région-type, est pourtant criblé d'ammonites ; notamment Androgynoceras sp., ainsi que des gros Lytoceras sp.

Les *Prodactylioceras* et les *Béchéiceras*, si caractéristiques de la partie sommitale de la formation du Bourg, semblent toutefois encore faire défaut. Curieusement, cette accumulation d'ammonites n'est pas accompagnée de structures sédimentaires caractérisant des discontinuités importantes (7).

Le retour des marnes est graduel et s'effectue par des alternances de type (5), c'est-à-dire de prédominances des calcaires par rapport aux marnes. La faune est nettement pélagique, avec notamment des bélemnites orientés (N-17 E). Parmi les ammonites, les "capricornes" dominent toujours le niveau (8).

Dans les derniers mètres, les bancs deviennent plus marneux et se chargent parfois de phosphate (niveau 9). On assiste à l'arrivée massive des *Prodactylioceras* sp. et de *Becheiceras* sp., mais aussi de formes caractéristiques du Domérien, notamment *Amaltheus stokesi* MONTF., assez fréquent, ainsi que d'harpocératides d'origine mésogécenne (MATTEI, 1971) (1).

Le dernier banc de la formation du Bourg diffère des précédents par sa teneur exceptionnelle en glauconie. Il a livré à MONESTIER (1913 a), puis à MATTEI (1971) une faune typique du Domérien inférieur (Domérien I de MATTEI). Plus marneux et moins siliceux que (9), ce banc forme l'unité de passage entre les formations du Bourg et de Villeneuve (10).

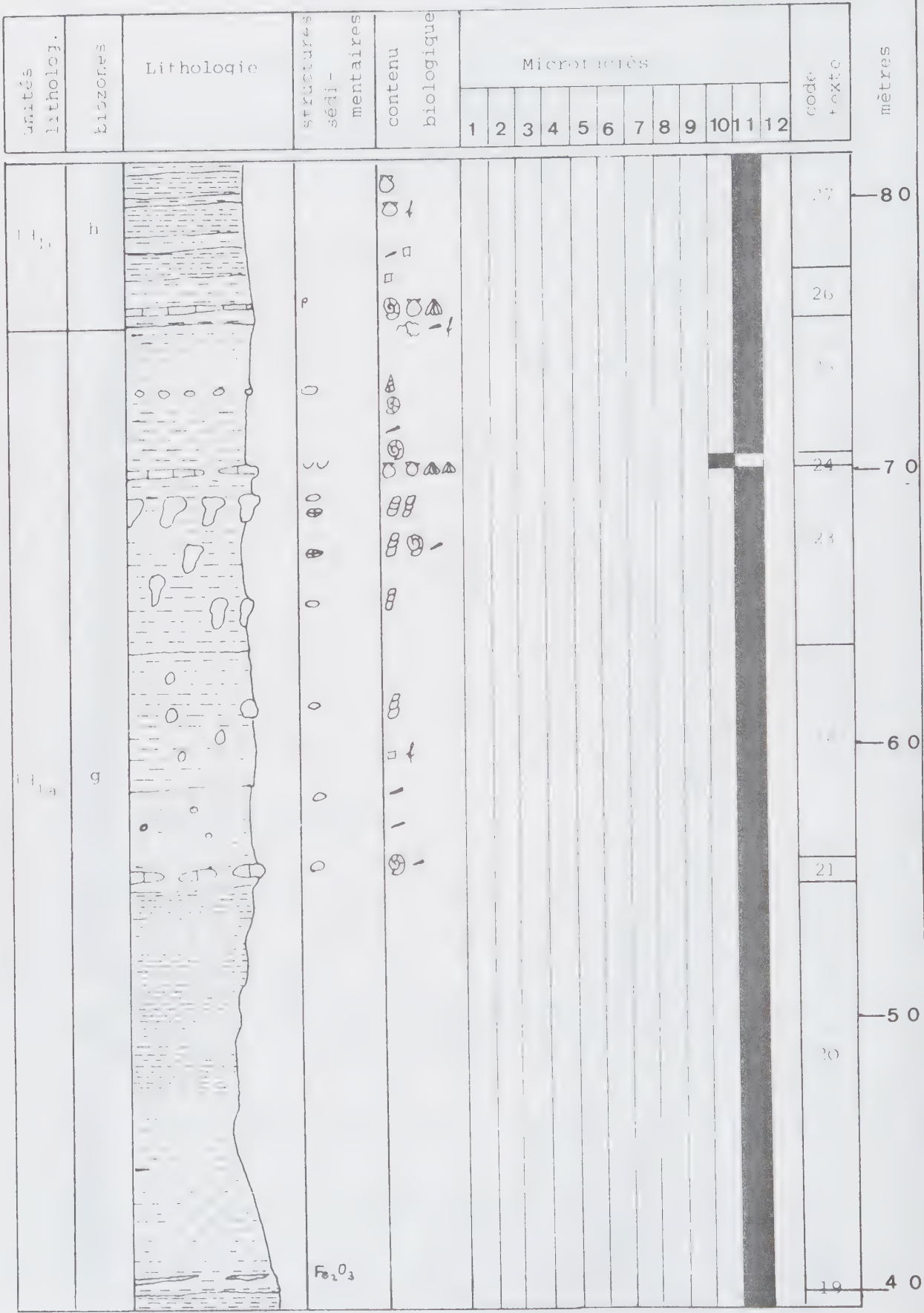
3 - La formation de Villeneuve (fig. 6c)

Les premiers mètres de la formation de Villeneuve semblent indiquer encore quelques hésitations, avec l'apparition de plusieurs niveaux marnocalcaires. L'observation de MATTEI, constatant une prédominance de faunes mésogécennes dans les niveaux calcaires et de faunes nordiques dans les marnes s'est avérée exacte, toutefois la rareté relative des faunes depuis l'exploitation systématique des sites fossilifères par les touristes rend difficile l'analyse statistique de ce fait.

Les niveaux marneux de la base sont encore riches en glauconie (11).

(1) Cette fréquente apparition précoce de faunes domériennes repose à nouveau le problème de la définition de la limite Carixien-Domérien. La région des Causses, classique pour le mélange de faunes nordiques et mésogécennes à partir du Domérien, semblerait bien se prêter à cette étude.

Fig. 6c): Formation de Villeneuve - coupe type (suite)



Légende: v. texte.

L'augmentation du taux de subsidence, qui coïncide avec le début du Domérien, se manifeste par quelques rares glissements synsédimentaires de faibles amplitudes (12).

Au-dessus de ces résédiments viennent les premières assises de marnes noires, qui caractérisent le haut des marnes de Villeneuve (13).

Les termes suivants sont très riches en ammonites, parmi lesquelles dominent les amalthes du groupe du margaritatus. Lithologiquement, il s'agit d'alternances de marnes brunes, grumeleuses et de minces niveaux très blancs. Vers le haut apparaissent divers chenaux à entroques, couronnés d'un banc marnocalcaire à faune pyriteuse (14).

Les niveaux (15, 16) font transition entre le rythme précédent, constitué de séquences de marnes argileuses passant à des marnes plus ou moins calcaires ou à des bancs marnocalcaires, et le rythme suivant qui se compose de quatre séquences typiques des marnes de Villeneuve : après une discontinuité nette, la séquence débute par des marnes argileuses jaunes, tendres, à faune pélagique abondante et se développe graduellement vers des marnes très noires, schisteuses, pratiquement dénudées de faunes et formant un petit abrupt au contact de la séquence suivante (17, 18).

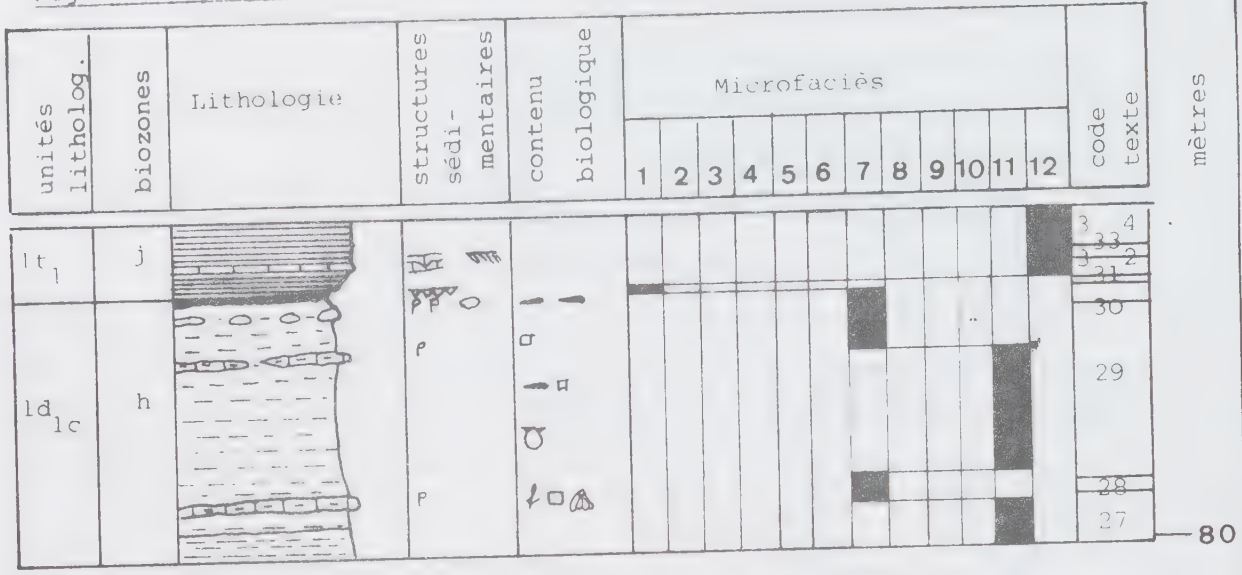
Le niveau (19) montre la même succession, avec toutefois un mince niveau marnocalcaire à la base qui contient des petites rhynchonellides. Il est probable qu'il s'agit de faunules résédimentées (voir niveau 24). La quatrième séquence de ce type montre à sa base un petit banc calcaire hématitisé. Cet épisode s'est avéré complètement stérile (20).

Les gros nodules qui couronnent le rythme sont répandus dans toute la partie occidentale du bassin. Dans les régions où les épaisseurs sont moindres qu'à Rivière, des nodules identiques se trouvent à la base de chaque séquence du rythme précédent (21).

Dans les mètres suivants apparaissent les premiers Tisoo siphonalis DE SERRES, à la base isolés et de petite taille (22), puis formant de véritables horizons à structures de grande taille, souvent couronnés de nodules de type septaria (23).

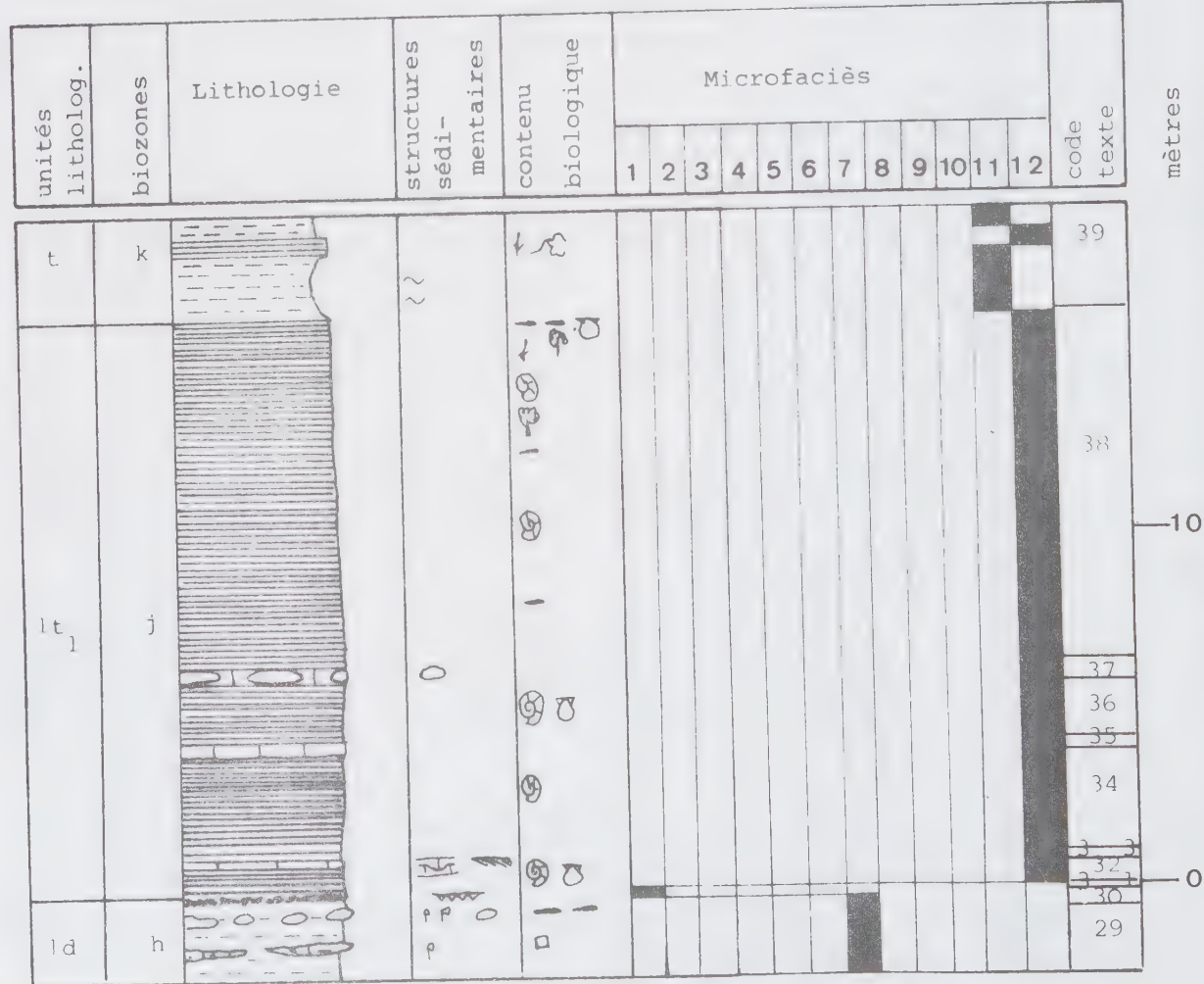
La lumachelle (24) est un des marqueurs les plus importants de la série. Disposée parfois en chenaux, parfois en bancs marnocalcaire siliceux, elle contient les mêmes rhynchonellides que la base de (19), ainsi que des

Fig. 6c): Formation de Villeneuve - coupe type (suite et fin)



Légende: v. texte.

Fig. 6d): Formation des Schistes Carton - coupe type



Légende: v. texte.

petites nuculides et des débris d'échinodermes. Cette faunule se retrouve en position autochtone dans les calcaires de Salles (Agen, Muret). La luma-chelle doit être interprétée comme resédimentée et provenant du seuil du Rouergue. Le fait qu'on la retrouve non seulement près de Rivière mais encore bien plus au Sud jusqu'à la faille de la Sorgue (Cornus, Tournemire) permet des spéculations sur la couverture sédimentaire du Rouergue au Domérien (TRUMPY & DELFAUD, 1979). Un granoclassement positif souligne localement le caractère de resédiment. (Pl. 10/1).

Les marnes grises à Protoqrammoceras sp. qui surmontent la luma-chelle contiennent des gastéropodes ; ce sont les premiers macrofossiles benthiques autochtones depuis la base du Domérien. Ils annoncent une arrivée massive du benthos dans les Couches Blanches (25).

La limite avec les Couches Blanches est très nette et coïncide avec l'apparition du premier niveau marneux à altération blanchâtre. Un premier banc marnocalcaire s'avère criblé de faunes benthiques - traces d'annélides, lamellibranches (nuculides) et brachiopodes, associées à des ammonites et à des bélemnites (26). (Pl. 9/1).

Les alternances qui suivent entre les marnes bleutées et les niveaux blanchâtres, sont caractérisées par la présence du "fossile-type" des Couches Blanches, le lamellibranche Plicatula spinosa (27).

Un banc marnocalcaire de quelques centimètres, d'extension assez constante, termine ces alternances (28).

Les dernières assises avant les Schistes Carton sont des marnes brunes à altération blanche, pauvre en faune par rapport aux termes précédents. Quelques bancs marnocalcaires, se débitant en nodules, s'intercalent (29).

Les derniers centimètres sous-jacents au contact sont truffés de nodules phosphatés noirs et de bélemnites tarraudées, accumulés dans un niveau de marnes fortement altérées (limonite) (30). (Pl. 11/3).

4 - La formation des Schistes Carton (fig. 6d)

Le mince film rouge qui couvre le niveau à nodules phosphatés correspond à une lacune de la plus grande partie de la zone à tenuicostatum. Ailleurs ce niveau oxydé prend encore de l'ampleur et la lacune est plus importante (sur le seuil du Languedoc par exemple) (31).

Les premiers feuillets des Schistes Carton sont très marneux, fissiles, souvent criblés de Steinmannia sp. et d'écailles de poisson. Plus rares sont les ammonites, totalement écrasées et indéterminables (32).

Un autre horizon de grande importance est le premier banc calcaire des Schistes Carton, que l'on reconnaît à travers tout le bassin des Causses. Sans traces de bioturbations, et conservant un litage fin intact, ce banc présente toutefois d'évidentes traces de courants (stratifications obliques, localement même véritables chenaux à stratifications entrecroisées). La présence de courants dans les faciès anoxiques des Schistes Carton a été signalée par KAUFMANN (1976) (33) (Pl. 11/1.2).

Les schistes calcaires qui suivent sont nettement varvés (lames calcaires alternant avec lames bitumineuses). Cette varvation diffère de celle des Schistes Carton du Bassin Parisien, où la phase calcaire est présente sous forme de flocons (faecal pellets ? voir GOY, 1979) (34). (Pl. 12/1).

Un banc calcaire, sans perturbation de la stratification, s'intercale dans les schistes (35).

Les schistes varvés continuent encore sur quelques décimètres (3) et sont clôturés par un banc à nodules pyriteux allongés (37).

La plus grande partie des Schistes Carton est formée de calcaires schisteux, fissiles, sans laminations évidentes. Ces niveaux sont les plus bitumineux. Très riches en ammonites (Harpoceras sp.), toujours écrasées, ces schistes contiennent également des "posidonies" ainsi que, plus rarement des inocérames. Les mégarestes végétaux sont fréquents dans les parties sommitales. Dans tout le secteur occidental des Causses les derniers décimètres sont caractérisés par deux niveaux à gros nodules contenant des ammonites non écrasées, des gastéropodes (Coelodiscus sp.) et des brachiopodes inarticulés. Dans la coupe-type, ce retour progressif à des milieux oxygénés se manifeste uniquement par l'apparition de quelques foraminifères (38). (Pl. 12/2).

5 - La formation de Fontaneilles (fig. 6e)

C'est à MONESTIER (1921) que nous devons le nom de "couches en échelons" adopté pour les couches de transition entre les Schistes Carton et les marnes de Fontaneilles. Il s'agit de sept séquences séparées par une discontinuité nette des schistes sous-jacents. Les marnes sont terreuses et contiennent d'innombrables "posidonies" et inocérames, accompagnés d'em-

preintes d'ammonites incomplètement pyritisées. Le passage est assez graduel avec les schistes superposés qui, s'ils ressemblent aux Schistes Carton, ne sont pour autant pas dépourvus de faunes benthiques peu évoluées (traces d'annélides de type "Seegrasschiefer" des Schistes à posidonies de Souabe).

Dans le dernier intervalle marneux on trouve un premier niveau à septarias. On remarque la surprenante continuité des sept épisodes schisteux, que l'on retrouve près de l'autre marge du bassin des Causses, dans le Val-donnez (39).

Les premiers niveaux franchement marneux se signalent par une arrivée considérable de benthos plus développés, en l'occurrence des gastéropodes qui semblent toujours précéder les lamellibranches et les brachiopodes dans la reconquête de fonds marins délaissés (cf. niveaux 25, 38) (40).

Le niveau (41) est à nouveau un des plus constant à travers les Causses. D'aspect terreux, il contient une faune nombreuse et variée de petits lamellibranches (nuculides, Pholadomya sp., Pinna sp.) associée à des ammonites caractéristiques (voir GUEx, 1972).

Les assises suivantes - marnes grises séparées par des joints ou des horizons jaunes plus calcaires - renferment souvent latéralement des chenaux à entroques. Elles peuvent être rapportées en partie aux unités définies par GUEx en bordure occidentale du Larzac (42). La réduction des épaisseurs par rapport à St-Paul-des-Fonts (fig. 26 ; GUEx, 1972) est en rapport avec la migration de l'axe central du bassin (voir P. III, IV).

Le deuxième niveau de septarias avait déjà été reconnu par MONESTIER comme limite supérieure de la zone à bifrons. Si la plus grande partie des nodules correspond à des septarias classiques, certains présentent toutefois un noyau constitué de petites nuculides. Il pourrait s'agir de lamellibranches transportés, dont la décomposition aurait engendré le concrétionnement du calcaire (43).

La base de la zone à variabilis est affectée de nombreux accidents calcaires. Les chenaux à entroques annoncent une irrégularité de subsidence et le développement de courants (44).

Au-dessus d'un banc marnocalcaire très régulier dans les Causses, on retrouve des relicts de faunes phosphatées. Ailleurs, des remaniements ont pu être mis en évidence (GUEx, 1975). Au-dessus du banc marnocalcaire

les premiers centimètres traduisent toujours les irrégularités de la sédimentation au passage entre les marnes inférieures et les marnes supérieures de Fontaneilles (45).

Les puissantes assises qui suivent ne montrent plus guère de particularités et n'ont plus été étudiées en détail. La faune se raréfie et devient de petite taille. Le benthos disparaît, exception faite d'un niveau à gastéropodes. On constate toujours les alternances de marnes noires et de niveaux un peu plus clairs, toutefois les chenaux à entroques se cantonnent à la base du terme (46). (Pl. 9/2).

A partir du terme (47), les ammonites ne sont plus pyritisées ; on les retrouve en empreintes sur la surface des feuillets marneux. De même, le type de séquence change : ce sont d'importantes assises de marnes uniformément noires (47), séparées par des niveaux grumeleux, dolomitiques, à altération jaune, très constants dans la partie occidentale du bassin des Causses (48).

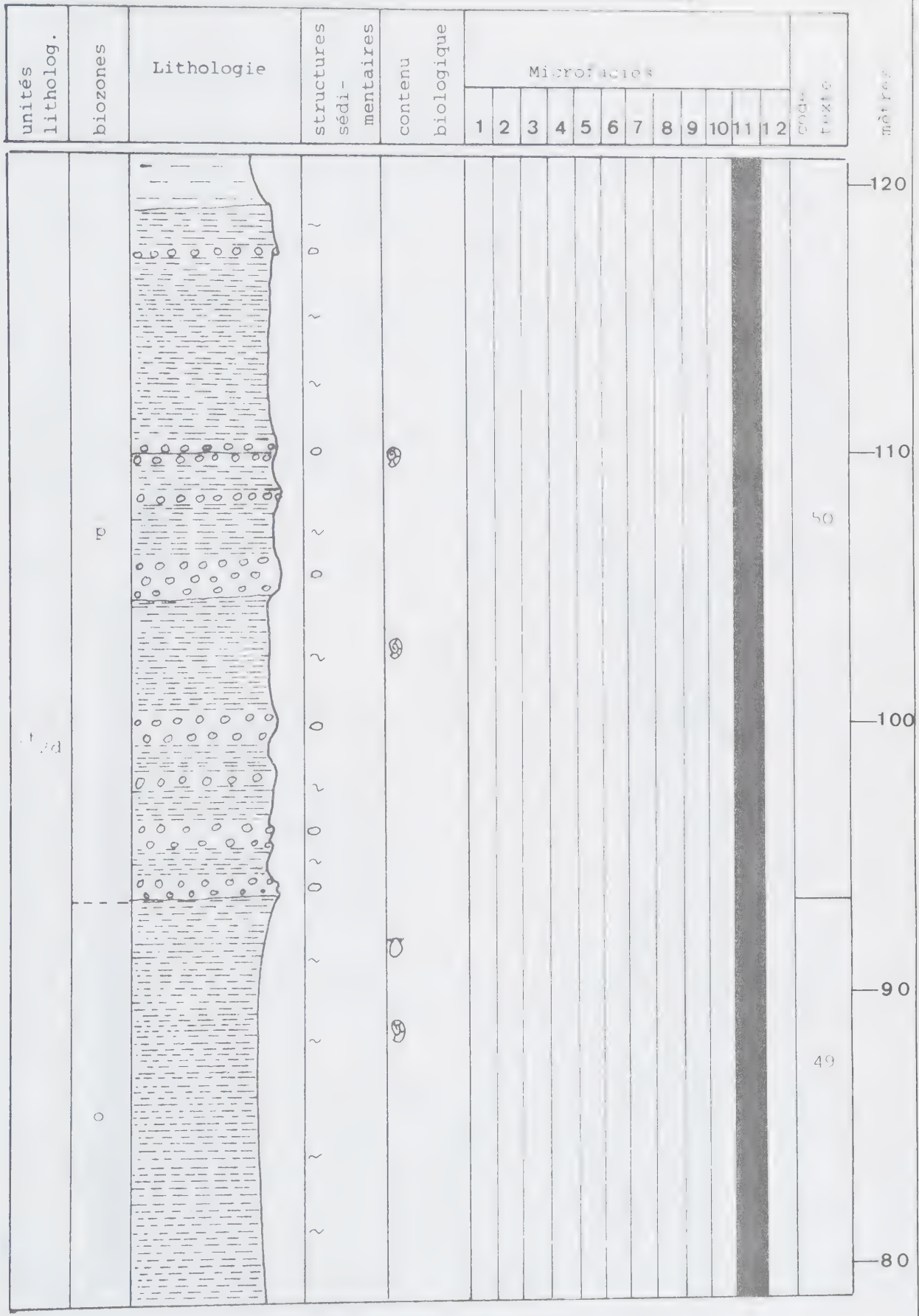
Ce type de séquence monotone se poursuit sur de nombreux mètres. Un niveau marnocalcaire discontinu introduit un peu de couleur dans la grisaille du niveau (49).

Sans que le type de séquence change - dolomie jaune à la base, passant à des puissantes assises de marnes noirs - l'arrivée de nodules calcaires dans lesquels on peut trouver Pleydellia sp., modifie l'aspect des marnes supérieures de Fontaneilles (50).

Le faciès change nettement avec l'arrivée des premiers bancs marnocalcaires à Cancellophycus sp.. Les alternances entre les marnes de type Fontaneilles et les calcaires à cancellophycus semblent indiquer un passage continu entre le Lias et le Dogger. Cette disposition est très différente du "banc à gryphées" du Quercy et de la bordure occidentale du bassin des Causses, qui matérialise une discontinuité classique entre le grand rythme du "Lias marneux" et celui du Jurassique moyen. Dans les bancs marnocalcaires on notera l'abondance des faunes benthiques accompagnant les cancellophycus, ainsi que la fréquence relative des ammonites, notamment de divers types de Lioceras sp. (51).

La coupe se termine par des calcaires massifs à cancellophycus, sans interlits marneux, devenant siliceux, qui forment la base de la paroi de l'Aalénien-Bajocien (52).

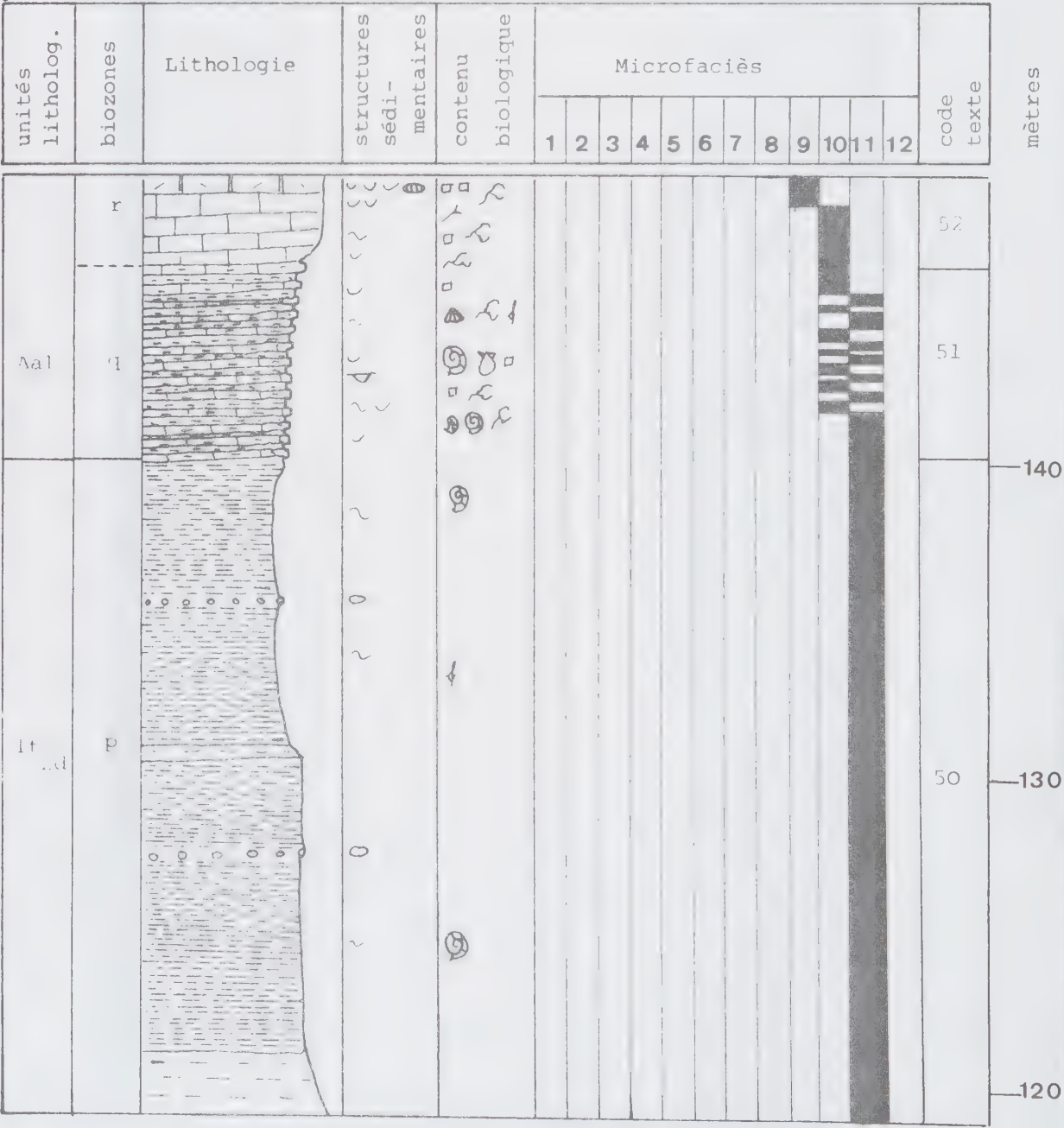
Fig. 6e): Formation de Fontaneilles - coupe type (suite)



Legende: v. texte.

La série bassinale ne montre que des variations peu importantes ; les microfaciès ne varient que peu. La séparation lithologique peut paraître artificielle dans certains cas, mais semble néanmoins justifiée grâce à l'importance suprabassinale des discontinuités séparant les formations et les membres.

Fig. 6e): Formation de Fontaneilles - coupe type (suite et fin)



Légende: v. texte.

C - LES STRATIGRAPHIES LOCALES

1 - La série-type des Cévennes méridionales : La Combe-Albert

La répartition de ce faciès est assez restreinte : il se localise en bordure des Cévennes entre Meyrueis et St-Jean-du-Bruel. A l'Ouest de ce village, en amont de Dourbias (voir fig. 19), on observe des intercalations entre faciès sud-cévenols et faciès bassiniaux.

On retrouve le même faciès adossé à la faille de l'Escalette entre Roqueredonde et Latude, en passant par Les Sièges, Le Caylar et le Mas Audran, où, si les épaisseurs sont réduites, les faciès sont néanmoins très ressemblants. Toutefois, si l'identité des faciès semble établie, le parallélisme chronologique peut prêter à discussion, vu la rareté ou l'absence de marqueurs chronologiques.

La coupe-type de la formation de la Combe-Albert est située au Nord de la ferme de la Combe-Albert entre le Col de la Pierre Plantée et Causse-Begon (Gard) (fig. 7).

Coordonnées : 683'400/196'500.

a) Les bases et le Lotharingien supérieur

La base de la coupe est formée par des tidalites dolomitiques attribuées à l'Hettangien. On notera que cet "Hettangien" n'est guère homogène au-dessous de la discontinuité basale de la formation de la Combe-Albert ; en fait, des faciès de calcaires à térébratulides s'intercalent dans les tidalites et évoquent des types lithologiques connus ailleurs dans le "Sinémurien". La Combe-Albert semblerait être un des rares points dans les Causses, où les hétéropies de faciès entre "Hettangien" et "Sinémurien", soupçonnées par DE BRUN & MARCELLIN (1934) et FLEURY (1966), pourraient être mises en évidence (1).

Ravinant légèrement les termes précédents, la base de la formation de la Combe-Albert est constituée d'un grès grossier, à débris bréchiques de dolomie limonitisée, résultant du remaniement de l'Hettangien sous-jacent. La silicification de débris de crinoïdes et d'échinides est fréquente. Les bancs montrent parfois des stratifications entecroisées. Les grès deviennent plus fins et passent finalement à des dolomies micacées oolithiques (2).

Les grès passent verticalement à des dolomies et calcaires fins sans faunes caractéristiques. J'attribue ces faciès au Lotharingien terminal par parallélisation des deux discontinuités gréseuses avec deux discontinuités observées dans les séries lozériennes et non grâce à des critères paléontologiques. Toutefois, ROQUEFORT (1934) signale Leptechioceras sp. du Col de la Pierre Plantée (3).

Affleurant très mal, l'unité suivante permet de reconnaître une recrudescence des faciès à tidalites analogues à ceux de l'Hettangien. Toutefois, elle se termine par un banc massif de calcarénites à lamellibranches et brachiopodes (4).

Affleurant toujours mal, viennent ensuite des calcaires à entroques et à chailles, puis des niveaux bréchiques à nette prédominance d'éléments dolomitiques et enfin des grain- et des packstones à entroques qui clôturent le cycle du Lotharingien supérieur (5).

b) Le Carixien

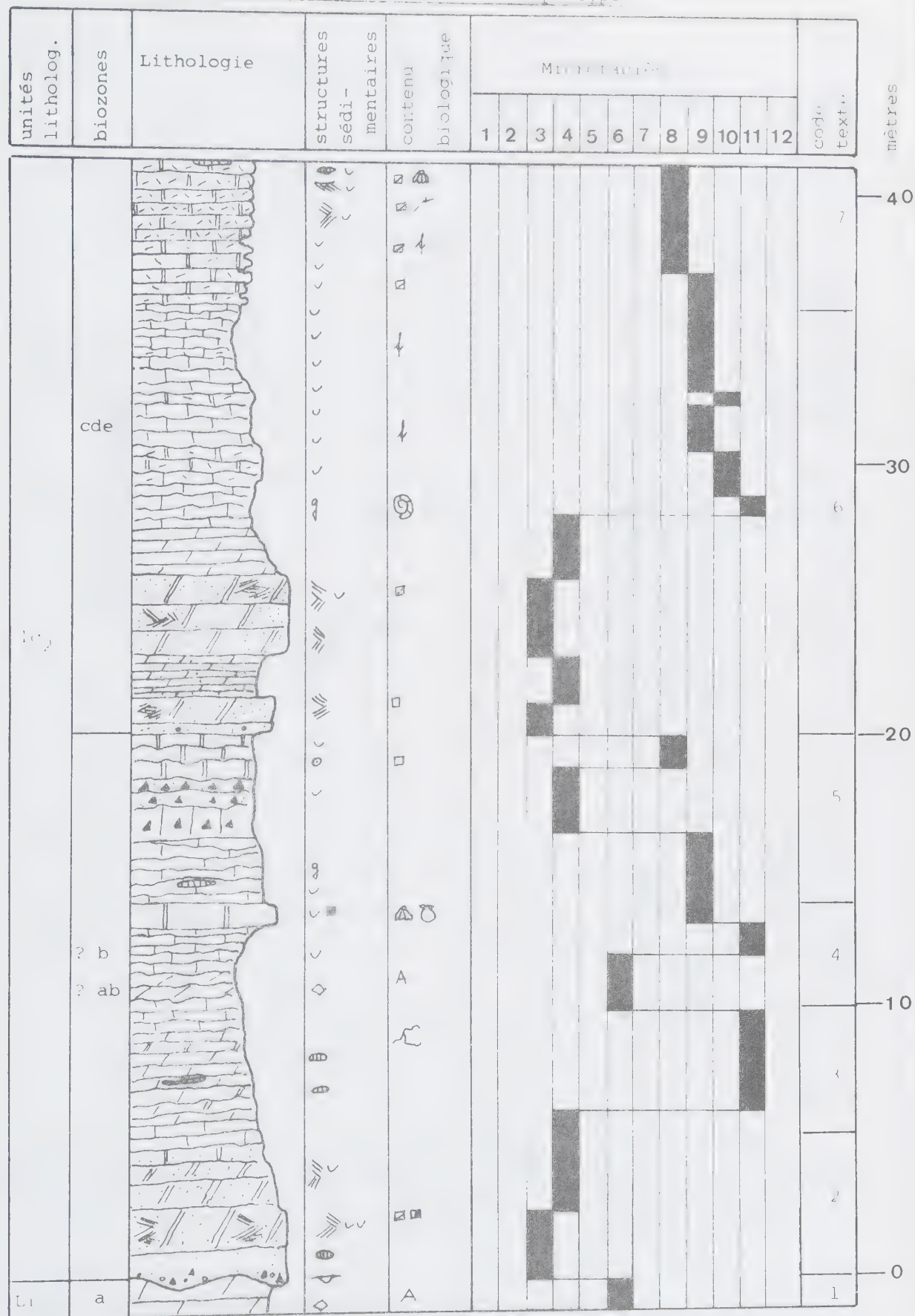
Le "Carixien" de la Combe-Albert forme un cycle comparable à celui du "Lotharingien supérieur", toutefois sans avoir recours aux faciès intertidaux et aux mudstones ; le cycle se développe entièrement dans les faciès à énergie haute ou moyenne (6-8).

La base est entièrement comparable à (2,3) : à un grès très grossier à fossiles silicifiés et à stratifications entrecroisées succèdent des dolomies micacées, puis des faciès relativement fins à glauconie, qui ont livré un vague fantôme d'ammonite, totalement indéterminable (6).

Les termes suivants sont les plus classiques de la formation. Ce sont des pack-, puis des grainstones à entroques formant en certains points (S du Villaret près de Trèves) de purs sables à entroques autrefois exploités dans des carrières. Très riches en chailles, ils montrent fréquemment des stratifications obliques ou entrecroisées*. Pratiquement toute surface de banc est rubéfiée, parfois tarraudée (M.D. RAOULT, 1966 ; M.D. RAOULT et DARS, 1970). Après une lacune d'affleurements (l'ampleur en est difficile à estimer pour cause de complications tectoniques), les faciès se retrouvent, devenant de plus en plus grossiers vers le haut (7).

* (Pl. 13/4).

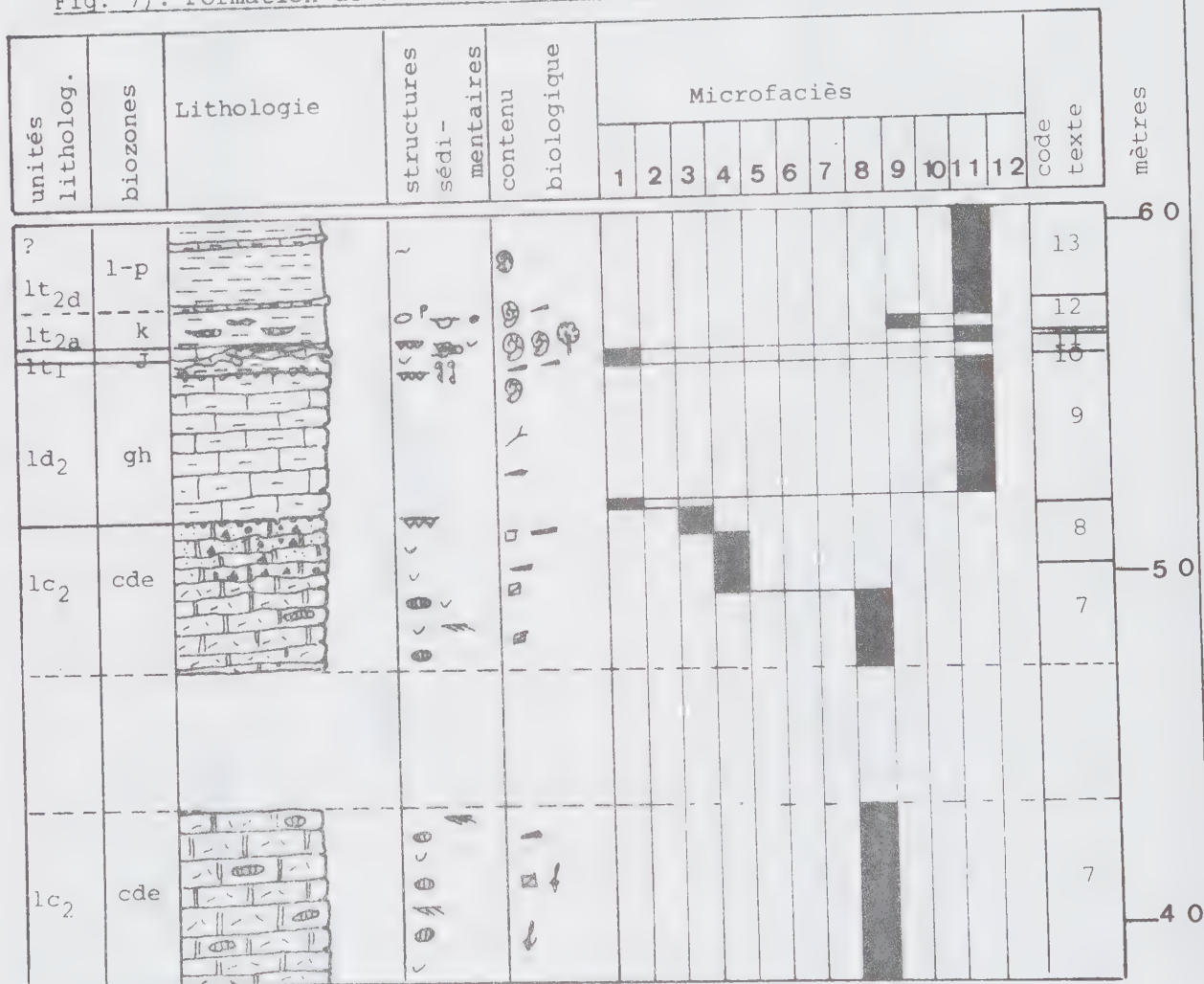
Fig. 7): Formation de la Combe-Albert - coupe type



Légende: v. texte.

Le cycle Carixien (1) se termine par un grès grossier à éléments bréchiques, clôturé par un hardground (8).

Fig. 7) : Formation de la Combe-Albert - coupe type (suite et fin)



Légende: v. texte.

(1) Une datation plus fine de cette formation n'a pas abouti ; l'auteur a échoué là où échouèrent ses prédécesseurs : ESPOURTELLE (1960), M.D. RAOULT (1966), FLEURY (1966).

c) Le Domérien

Le Domérien est représenté par quelques mètres de mudstone alternant avec des marnes et évoquant une lointaine parenté avec les termes supérieurs de la formation de Fraissinet en Lozère. Les derniers bancs sont extrêmement glauconieux et se terminent par un hardground bosselé et localement encroûté d'hématite (9).

Glissé sur les marnes glauconieuses sous-jacentes, le niveau (10), probablement encore attribuable au Domérien, correspond à un slump. Il manque dans la coupe voisine du Villaret où le niveau (1) est directement superposé au niveau (9). L'orientation du glissement indiquerait une provenance orientale.

Au-dessus, la croûte limonitisée (niveau 11) à gros grains de quartz et à entroques, passant latéralement à quelques centimètres de calcaire bitumineux à entroques, contient une faune de Harpoceras sp. et peut être parallélisée à la formation des Schistes Carton, très réduite en ce lieu.

Les marnes phosphatées suivantes contiennent des petits chenaux à ooïdes phosphatés et ferrugineux, qui sont interprétés comme resédimentés de la région d'Alzon, où on trouve cet oolithe (oolithe d'Aurières) avec sa faune de la base de la zone à bifrons en position autochtone (12).

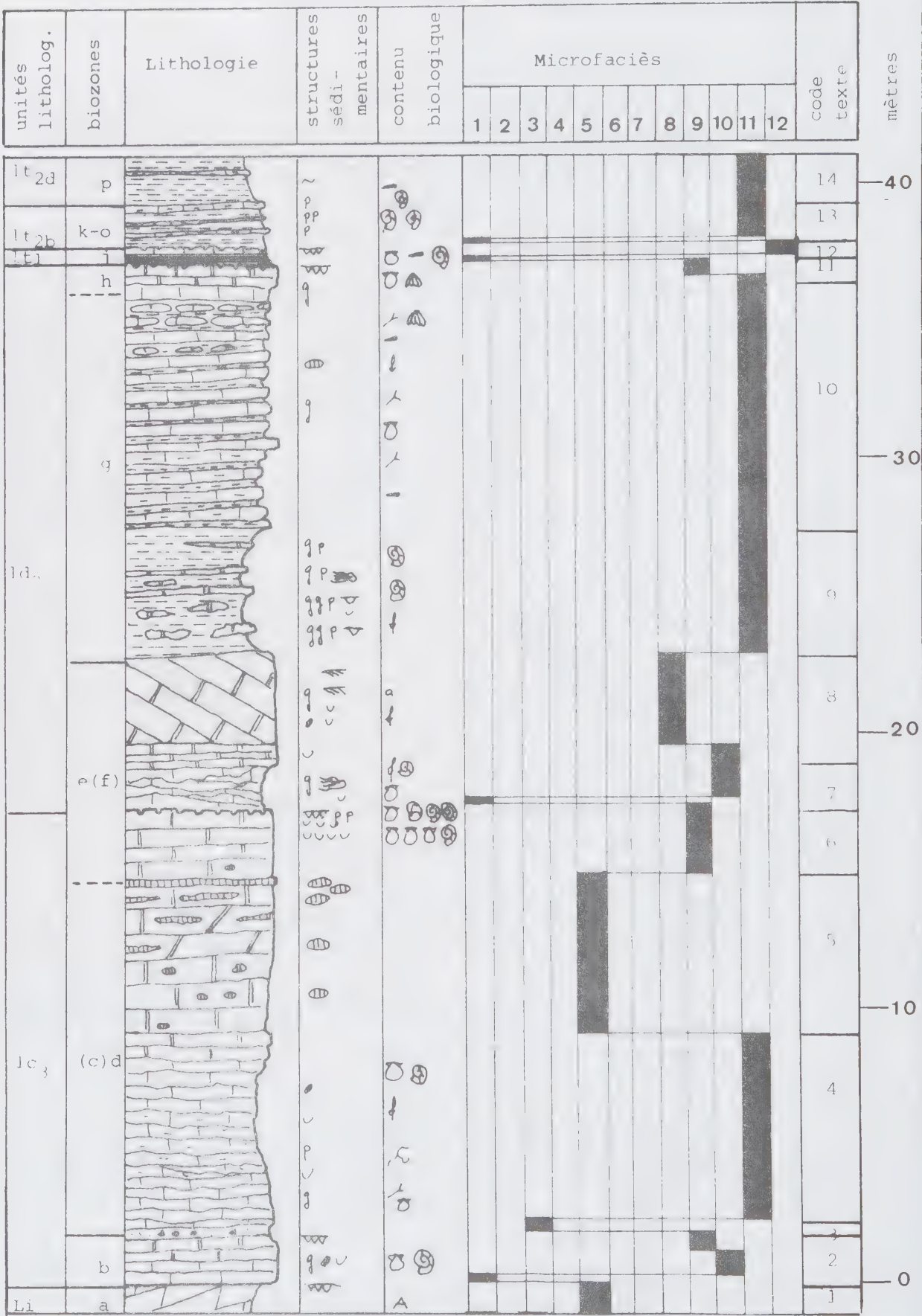
La coupe se termine dans les marnes et marnocalcaires de la formation de Fontaneilles (13) du Toarcien moyen et supérieur. La formation de la Combe-Albert est caractérisée par des calcaires à entroques (grain-/packstones, wackestones) ainsi que par la fréquence de chailles et de niveaux détritiques. La faune benthique (échinodermes, brachiopodes, lamellibranches, bryozoaires, foraminifères) domine très largement sur les éléments planctoniques ou nectoniques ; la présence de dasycladacés indique une profondeur peu importante.

2 - La série-type des Cévennes lozériennes : Truc des Bondons, Montagne du Lempézou et Fraissinet de Fourques.

a) La coupe du Truc des Bondons (fig. 8)

Les faciès qui caractérisent le Lias moyen entre Meyrueis et Mende diffèrent passablement de ceux développés entre Meyrueis et la faille de l'Escalette (cf. fig. 17). On les retrouve, en dehors de la bande de sédiments mentionnée, dans les petits Causses cévenols qui jalonnent la faille d'Or-cières à l'Est de Mende (Le Bleymard, Col Bourbon, Causse Bergognon (fig.15).

Fig. 8): Formation des Bondons - coupe type



Légende: v. texte.

Trois formations ont été définies dans cette région, dont deux représentent l'étage Carixien. La première est la formation des Bondons. Coupe-type de la formation des Bondons : Ravin au SW du Truc des Bondons.

Coordonnées : 701'000/233'300 (base).

La base de la coupe est constituée de tidalites dolomitiques à stromatolithes réputées Hettangiennes (1).

Des calcaires légèrement dolomitisés, bitumineux et finement gréseux, leur succèdent. Ils dessinent une discordance érosive insignifiante. Ils sont datés du Lotharingien supérieur (MICHARD et al., 1979). Une surface rubéfiée les clôtüre (2).

La discontinuité est recouverte par une mince poussée détritique, contenant du quartz et des petits éléments dolomitiques altérés ainsi que des éléments arrondis de tailles décimétriques du calcaire sous-jacent. Ce niveau, caractérisant la base du Carixien, est assez constant en bordure cévenole (cf. Combe-Albert, fig. 7) (3).

Les éléments détritiques diminuent et des marnocalcaires à entroques, à stratification floue, se développent ; les pectinides sont fréquents ainsi que les traces d'annélides. Vers le sommet se développe un niveau à phosphates (4).

Les termes suivants sont les plus caractéristiques de la formation des Bondons : contenant encore quelques pectinides à leur base, ces calcaires, souvent partiellement ou entièrement dolomitisés, se chargent progressivement de silice ; celle-ci est présente à la base sous forme de nodules oviformes ou de rognons isolés, puis elle se développe vers le haut en bandes stratiformes et se termine par un niveau siliceux continu bien caractérisé sur l'ensemble du secteur des Bondons. Ces termes supérieurs sont stériles. La présence de silice, dolomitisation et caractère azoïque de ces dépôts suggèrent un milieu confiné que la géochimie définira comme saumâtre (voir P. V) (5).

Au-dessus de la bande siliceuse continue, les calcaires contiennent toujours quelques rognons de silice, se chargeant toutefois rapidement en lamellibranches et notamment en Entolium sp., présents en grand nombre et formant de véritables lumachelles monomictes. Au milieu de la série apparaissent les premières ammonites ; ce sont des Androgynoceras sp. accompagnés de gros Lytoceras sp. Parallèlement, la faune de lamellibranches se

diversifiée. La série se termine par une surface durcie, phosphatée, avec ammonites, nautilus et lamellibranches fréquents. Les ammonites sont toujours des *lytocératides* et des "caprinornes" ; dans la coupe-type, le hardground ne semble donc pas atteindre les niveaux à *Prodactylioceras* et *Becheiceras* présents dans la coupe du ravin de Gironde située à peine 500 mètres au NW de la coupe du Truc des Bondons. Les implications paléogéographiques de ce fait seront élaborés plus loin. Dans le hardground les éléments détritiques sont rares (6).

Suivent quelques mètres de wacke- à packstone encrinétique, très glauconieux, à stratification irrégulière. Ces calcaires contiennent toujours des *Entolium* ainsi que des ammonites mal conservées, appartenant éventuellement toujours au Carixien supérieur (7).

Les pack- puis grainstones qui succèdent à cet épisode sont caractérisés par une stratification nette, massive, horizontale au début, puis oblique à angle important, plongeant vers le Nord. Très subordonné, on trouve également des stratifications plongeant vers le Sud. Cette structure peut être interprétée comme dune (ou mégaripple), indiquant un courant Nord-Sud à proximité de la côte (SIMMONS et al., 1965 ; BOOTHROYD, 1978). En fait, les faciès côtiers à l'Est du Lempézou se retrouvent à peine à deux kilomètres à l'Est du Truc des Bondons dans la coupe de la Pierre Plantée (voir fig. 16) (8).

Puis un épisode marneux, très glauconieux et phosphaté, marque la base d'une formation à caractère nettement plus pélagique. Des bancs fort irréguliers, parfois seulement des petits rognons de grainstone, correspondant au faciès sous-jacent, évoquent des résédiments. Les ammonites sont des *Amaltheus* sp. et des *Arietoceras* sp., attribuables au sommet de la zone à *margaritatus*. Il semblerait donc avoir lacune d'une partie importante du Domérien inférieur (9).

La suite de la coupe est constituée du faciès le plus typique de la formation de Fraissinet. Ce sont des alternances de marnes siliceuses, schisteuses et de calcaires marneux, puis siliceux, se débitant souvent en nodules. La faune est composée de bélemnites et de pectinides assez fréquentes, avec de rares ammonites et brachiopodes. Les spicules de spongiaires siliceux sont fréquentes (10).

Le sommet de la formation de Fraissinet est formé par deux bancs calcaires glauconieux, à surfaces bosselées et tarraudées, enrobés d'une croûte limonitisée. Attribués au Domérien supérieur, ces calcaires contiennent très localement, entre les bosses du hardground, un calcaire pyriteux et glauconieux contenant des dactyliocératides du Toarcien inférieur (11).

La suite de la coupe du Truc des Bondons s'observe dans le prolongement du petit ravin qui prend sa source au Sud de P. 1214.

Coordonnées : 700'800/233'500 (base).

Les Schistes Carton, bien que très réduits, sont néanmoins présents. Leur surface est tarraudée. Mise à part quelques ammonites, ils contiennent essentiellement des inocérames. L'augmentation des épaisseurs vers l'Ouest est évidente (les Puechs, ravin de Girousse, Eschino d'Aze, voir fig. 16) (12).

Il n'est pas possible, en raison des conditions d'affleurement, de déterminer si, dans le niveau de Murène qui succède aux Schistes carton, il y a condensation ou remaniement de faunes : ce sont des marnes ou des marnocalcaires extrêmement phosphatés, où tous les horizons, de bifrons à pseudoradosa, se trouvent condensés sur environ un mètre (13).

Le talus marneux qui surmonte ce niveau contient des ammonites pyriteuses écrasées (zone à pseudoradosa sup. et aalensis) (14).

Les niveaux (2) - (6) constituent la coupe-type de la formation des Bondons, (7) - (11) appartiennent à la formation de Fraissinet, (12) à la formation des Schistes Carton, (13) et (14) à la formation de Fontaneilles.

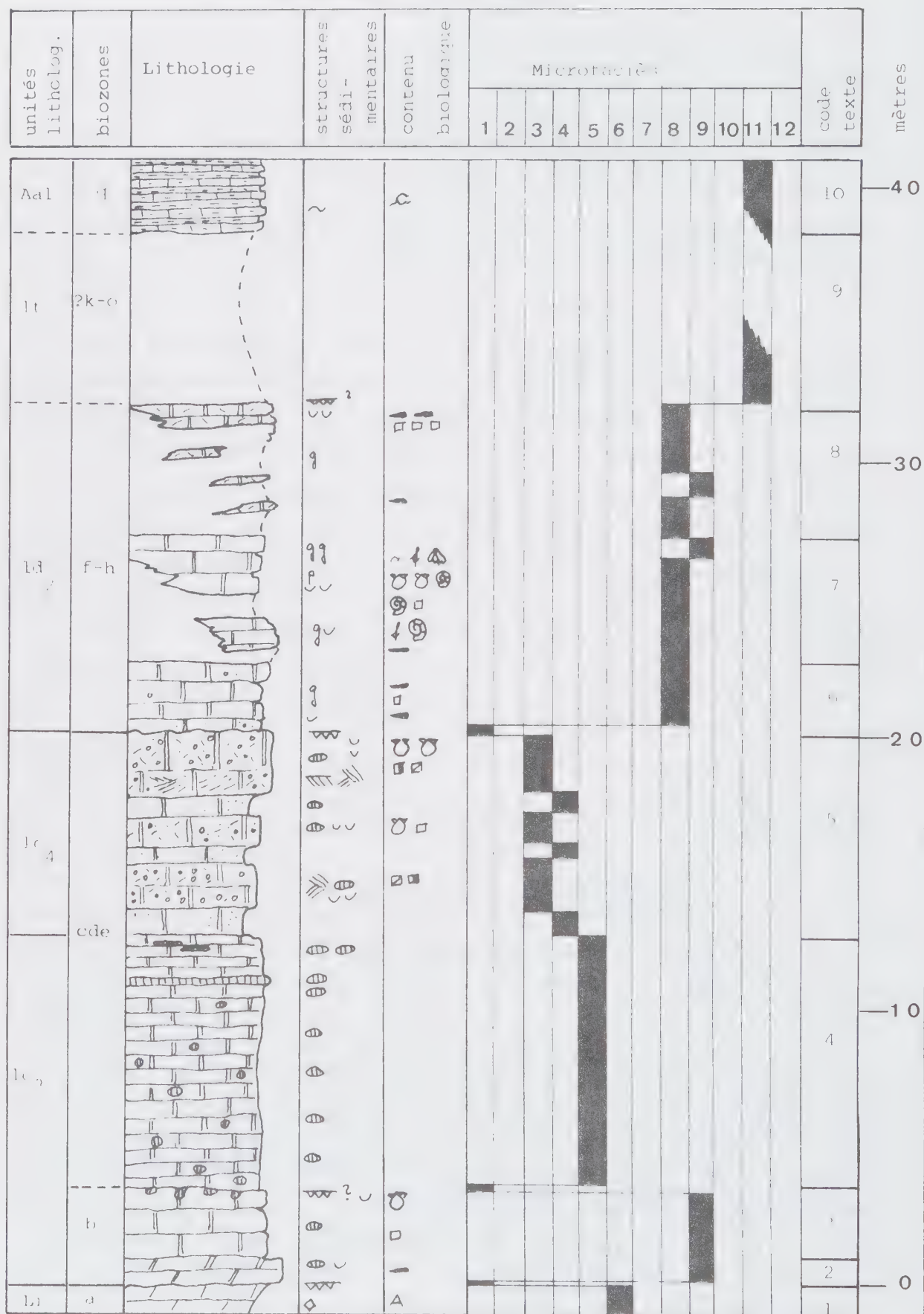
b) La Montagne du Lempézou (fig. 9)

La deuxième formation appartenant à la série lozérienne est la formation de Lempézou. Ce faciès détritique grossier se retrouve aux alentours du Mont Lozère, dans les parties orientales des Petits Causses ainsi que dans les lambeaux orientaux des témoins sédimentaires adossés à la faille d'Orcières. Un faciès analogue, d'âge correspondant, se retrouve sur le versant Est des Cévennes dans la coupe du Col du Lac (voir fig. 18).

La coupe-type de la formation du Lempézou se trouve sur le flanc sud-oriental de la Montagne du Lempézou.

Coordonnées : 701'000/226'000 (base).

Fig. 9): Formation du Lempézou - coupe type



Légende: v. texte.

Des mudstones dolomitiques ("Hettangien") forment la base de la coupe (1).

Les premiers termes médioliasiques correspondent sensiblement à ceux des Bondons. Une dolomie spathique, contenant des bélemnites silicifiées, transgresse sur l'"Hettangien". Peu gréseuse, elle contient toutefois plusieurs chailles oviformes. Des huîtres silicifiées apparaissent dans le sommet de la séquence (2).

Les faciès restent identiques, devenant toutefois plus calcaires. Le sommet est caractérisé par une surface durcie à lamellibranches silicifiés et gros "borings" également silicifiés (3).

Les termes (3) et (4) du Truc des Bondons (fig. 8) manquent au Lempézou et on passe directement à la formation des Bondons typique à dolomie, silice et sans faune. La silice devient plus fréquente vers le haut où les premiers grains de quartz apparaissent (4).

Les éléments détritiques deviennent de plus en plus nombreux sans que le caractère de la roche ne varie. La silice est toujours présente, la faune absente. La séquence se termine par une surface durcie. Dans les faciès les plus grossiers, des stratifications obliques, parfois entrecroisées, ont été observées. La silice suit les différentes lamines des couches obliques*. Le diamètre des galets, souvent parfaitement arrondis, atteint deux centimètres. Les galets sont constitués de quartz et de feldspaths potassiques. Toutefois il a été trouvé sur la surface durcie du sommet de la formation du Lempézou deux galets anguleux en provenance des schistes cévenols.

La première des trois séquences qui constituent la formation du Lempézou s'est avérée stérile, mais la deuxième et la troisième se chargent, dans leur partie supérieure, de bioclasts (oursins, crinoïdes, pectinides) (5). Les niveaux (2) - (4) appartiennent à la formation des Bondons, (5) à la formation du Lempézou. En l'absence totale d'ammonites, l'attribution d'un âge à ces faciès paraît difficile. Dans la coupe de Croupillac/Le Mazel, la surface durcie datée du Carixien moyen-supérieur contient des gros grains de quartz. C'est probablement à cet intervalle que l'on doit attribuer les faciès détritiques au Lempézou. Il est possible que ce même faciès soit plus jeune plus au Nord (Pierre Plantée, Bergognon). De toute façon, dans l'intervalle en question, les lignes de faciès ne sont pas parallèles aux lignes de temps, suggérant un mouvement de progradation.

* (Pl. 14/3).

Les termes suivants, attribués à la formation de Fraissinet, affleurent très mal (6) - (8). On distingue des packstones gréseux à fossiles silicifiés à la base (6), puis des calcaires glauconieux à involutines, parfois criblés de térébratulides, à faunes phosphatées ou siliceuses (7) et enfin des grainstones à entroques et bélemnites réglées. Les niveaux (6) et (7) contiennent des faunes apparemment mélangées du Domérien moyen et supérieur, le terme (8) n'a pu être daté mais il appartient probablement également au Domérien.

Les marnes qui déterminent le talus herbeux surmontant les calcaires à entroques sont attribuées à la zone à aalensis, éventuellement à la zone à pseudoradiosa à la base, par analogie de faciès avec le Truc des Bondons et la Can de Tardonnenche. L'absence des Schistes Carton semble probable (9).

Les niveaux suivants qui affleurent bien sont finalement les calcaires à Cancellophycus (10).

c) Fraissinet-de-Fourques (fig. 10)

Le secteur de Fraissinet fait partie des coupes classiques de la bordure cévenole du bassin des Causses (FLEURY, 1966, 1968), bien que les termes lithologiques qui s'y trouvent soient réduits en épaisseurs par rapport à d'autres secteurs, tel celui des Bondons (cf. MICHARD & COUMOUL, 1978). Toutefois, c'est ici que j'ai choisi la coupe-type de la formation de Fraissinet (voir également la coupe du Truc des Bondons, (7) - (11)).

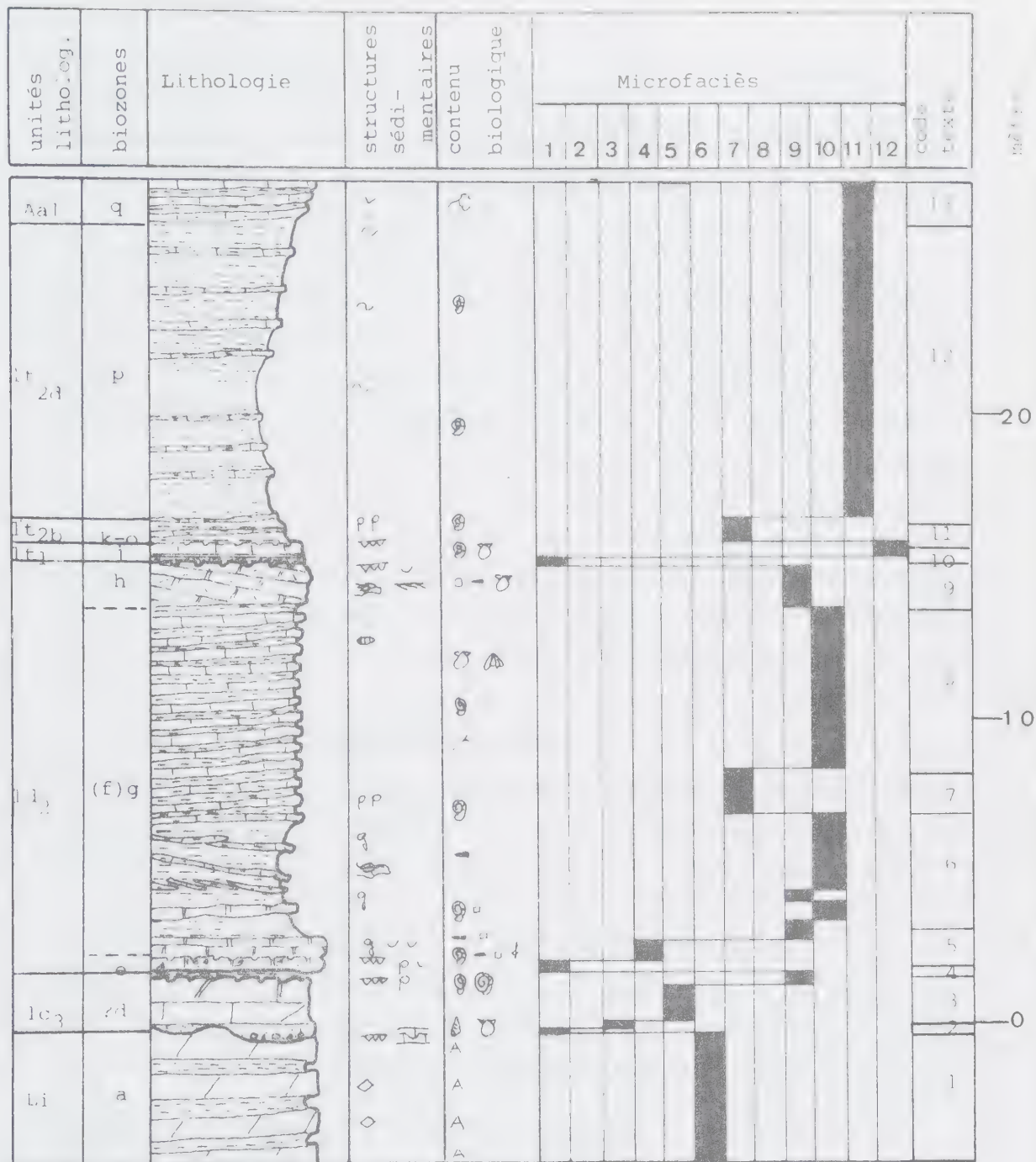
Deux types de lithologie sont compris dans la même formation : d'une part, comme dans la coupe-type ou dans le secteur des Bondons, une partie englobant un terme marneux, glauconieux et phosphaté à la base, surmontée de calcaires siliceux et de calcaires à entroques et résédiments, d'autre part un épisode très réduit, glauconieux, incomplet, qui surmonte soit la formation du Lempézou, soit directement le Lias inférieur sur les Cévennes (par exemple Lempézou, Le Pompidou, Aurières, cf. fig. 18).

La coupe-type de la formation de Fraissinet se trouve dans le Vallat de Fontalbe à l'Ouest de Fraissinet, en bordure du Causse Méjean.

Coordonnées : 69°5'00/214'300 (base).

La base de la coupe est formée par les mudstones dolomitiques de l'"Hettangien" (1).

Fig. 10): Formation de Fraissinet - coupe type



Légende: v. texte.

Ravinant légèrement (1), un mince niveau gréseux, à remaniements de dolomies altérées sert de base à une formation des Bondons très réduite. Quelques gastéropodes ont été trouvées par J. DELFAUD à la base de ce terme (2). Ici, la formation des Bondons est représentée par quelques décimètres de calcaire dolomitique, sans silice, que j'attribuerai plutôt aux termes Carixien de la formation des Bondons qu'à la partie Lotharingien (1) de la même unité (3). Le hardground qui clôture cette séquence ressemble parfaitement à celui des Bondons ; pourtant, il renferme une faune du Carixien moyen à Acanthopleuroceras sp. et lytocératidés et non pas du Carixien supérieur, comme ce fut le cas aux Bondons (cf. MICHARD & COUMOUL, 1978).

La formation de Fraissinet débute par trois bancs de grainstones glauconieux. Le premier est gréseux et contient des éléments dolomitiques rouillés. Il se termine par une surface durcie et tarraudée (5). Les deux autres sont des grainstones glauconieux à entroques, probablement encore attribuables au Carixien.

Un niveau de marnes à glauconie les surmonte. Les marnes sont interrompues par quelques bancs marnocalcaires dont la nature de resédiment ne prête à aucun doute (cf. P. III). La faune est constituée parfois d'ammonites (empreintes indéterminables) et de bélemnites. Ce niveau se corrèle facilement avec le niveau (9) des Bondons (6).

La base des alternances marnes-marnocalcaires ou calcaires siliceux est caractérisée par quelques bancs marnocalcaires pétris de nodules phosphatés, parmi lesquels on devine des fragments roulés d'ammonites indéterminables. Ces bancs alternent avec des marnes glauconieuses (7).

Ils sont surmontés de calcaires siliceux qui présentent le faciès classique à Acquiptecten sp., à bélemnites et à ammonites pyriteuses. La présence d'un Pleuroceras sp. dans les parties sommitales du rythme prouve la présence du Domérien supérieur (8).

(1) MICHARD & COUMOUL attribuent la discontinuité basale au Lotharingien terminal ; en l'absence de faunes, une décision semble difficile à prendre. La présence de dolomies altérées dans le grès basal joue en faveur de l'hypothèse retenue ici. En effet, cette dolomie est toujours présente dans la discontinuité sous-jacente au Carixien, mais jamais dans celle du Lotharingien.

Finalement, le sommet de la formation est formé par des dalles de calcaires à entroques finement détritiques qui, dans la coupe-type, sont affectées d'une stratification légèrement oblique (9). Pas loin de là, ces calcaires montrent de belles structures de slumping (Col du Perjuret, Puech Pounjot, Valat de Pracigal) (cf. P. III). Il est probable que ces dalles qui sont clôturées par une surface durcie sont corrélables avec le niveau (8) du Lempézou. Non visibles dans le Vallat de Fontalbe, les Schistes Carton se retrouvent très réduits à 500 mètres à l'Ouest en aval du Serre Pointu (P. 1151) (10). Ils présentent un faciès légèrement aberrant (wackestone bitumineux à entroques avec un mince niveau de schistes classiques interposés).

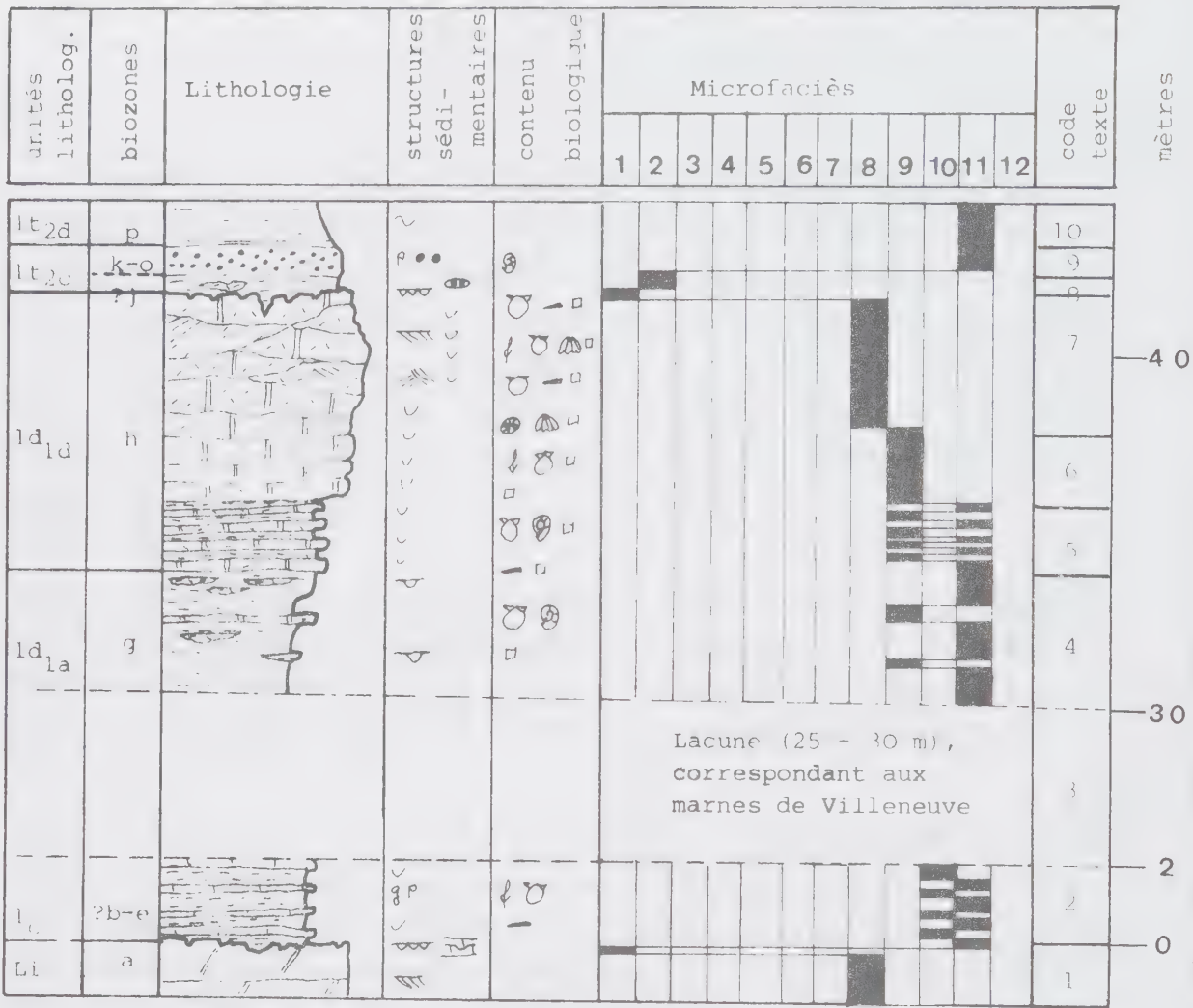
Le niveau de Murène existe de nouveau dans le Vallat de Fontalbe dans des conditions d'affleurements médiocres qui ne permettent que de constater sa présence (deux bancs marnocalcaires à phosphate) (11). Les marnes supérieures de Fontaneilles à petites *Pleydellia* sp. se prêtent à nouveau bien à l'observation (12) avant de passer graduellement à l'imposante falaise des Calcaires à *Cancellophycus* et chailles de l'Aalénien (13).

3 - La série-type du Ruthénois : Salles-la-Source (fig. 11)

Les conditions d'affleurements dans le détroit de Rodez sont déplorable et les observations s'effectuent le plus souvent dans les traces des vaches sur les bords du sentier, ou dans une tranchée creusée lors de constructions de maisons ou de routes. Seuls échappent à cette règle les niveaux les plus calcaires de la série ruthène : les calcaires de Salles et les Schistes Carton (fig. 13). Il est évident que toute indication stratigraphique doit être acceptée avec la plus grande prudence, en attendant la publication des feuilles géologiques au cinquantemillième actuellement en cours d'établissement dans cette région et dont les levées ont permis quelques corrections aux idées ayant cours (M. DEFFAU, communication orale).

À la suite de THEVENIN (1903), puis de Y. BOISSE DE BLACK D.C. (1933), on admet la présence de toutes les zones du Carixien et du Domérien dans le détroit de Rodez (cf. ROUIRE & ROUSSET, 1973). Toutefois, en consultant les listes de fossiles données par Y. BOISSE DE BLACK, on constate que *Uptonia jamesoni* (SOW) n'est signalée qu'en un seul point (Bozouls), qu'aucune ammonite du Carixien moyen n'est présentée et que seul le Carixien supérieur semble avoir une bonne extension. La liste d'ammonites du Domérien semble également témoigner d'un bon nombre de lacunes. Il semblerait donc que la série du Lias moyen ne soit pas tout à fait complète, ainsi que le laissent pressentir les épaisseurs réduites.

Fig. 11): La coupe de Salles-la Source



Légende: v. texte.

Une coupe idéale pour caractériser les particularités de la série ruthène semble être celle de Salles-la-Source, complétée pour le passage Domérien-Toarcien par une portion de la coupe de Sainte-Austremoine.

La coupe de Salles se trouve juste en aval du village le long de la route qui mène à Marcillac (N.601), la coupe de Sainte-Austremoine juste au Nord de la petite église de ce village.

La base de la coupe est constituée par des dolomies spathiques à litages massifs, parfois à stratification oblique ("Sinémurien") (1). Un arrachement au-dessus de la paroi permet de constater l'absence des calcaires phosphatés à brachiopodes de Capdenac (fig. 14) rapportés au Carixien inférieur par THEVENIN (1903). A leur place, ce sont des marnes alternant avec des calcaires durs, siliceux, qui comblent les irrégularités de la surface sinémurienne (2). Le sommet du niveau (2) ainsi que le gros des marnes de Villeneuve n'affleurent pas.

Les termes (4), les calcaires de Salles, forment un fort bel exemple d'une séquence klupfélienne miniaturisée.

A la base, dans les marnes de Villeneuve, apparaissent les premiers chenaux à entroques. Les rares bancs calcaires contiennent une faune du sommet de la zone à margaritatus (Domérien V de MATTEI) (4).

Ces chenaux se développent en bancs de packstone à entroques et bélemnites, alternant avec des niveaux marneux, qui ont livré un Pleuroceras sp. du Domérien supérieur (5).

Les bancs deviennent plus massifs, les marnes perdent de l'importance. Les lamellibranches, présents déjà dans le terme précédent, deviennent l'élément dominant de la faune, accompagnés de brachiopodes et de débris de polypiers. Le litage est toujours horizontal et net (6).

Au sommet des calcaires de Salles le litage devient chaotique. On assiste à une succession de chenaux à stratifications obliques et entrecroisées à débris de fossiles (pectinides, brachiopodes, bélemnites). Le faciès passe à des grainstones. Cette séquence terminale, clôturée par une surface tarraudée et karstifiée, est avorté à l'Ouest (Malescombes, Pierrefiche) et à l'Est de Salles (Capdenac), où le terme (6) est sous-jacent au terme (8) ou aux Schistes Carton (7).

La surface karstifiée est égalisée par des marnes jaunes à lignite, probablement faciès hétéropique des Schistes Carton (8).

Au-dessus viennent des oolithes ferrugineuses, puis phosphatées (9). Non datés à Sainte Austremoine, les niveaux ferrugineux ont livré un fragment de dactylocératides à Capdenac (oolithe d'Aurières). Il est probable qu'ils correspondent aux oolithes ferrugineuses du bord oriental du bassin des Causses, du Pompidou et d'Aurières, qui sont datés de la base de la zone à bifrons (sous-zone à lusitanicum). Cette hypothèse paraît assurée par la présence d'un Hildoceras levisoni SIMPS. dans la collection BOISSE (Y. BOISSE DE BLACK, 1933) provenant d'un "niveau de minerai oolithique près de Mondalazac".

Je n'ai pas réussi à préciser la zonation des marnes toarciennes superposées aux niveaux oolithiques (10).

4 - La série-type du seuil languedocien : Murène (fig. 12)

Les faciès particuliers du seuil languedocien débutent dès la faille de la Sorgue et sont les mieux développés immédiatement au Sud de la faille de l'Escalette, entre Saint Pierre-de-la-Fage et la Borie Noble (voir fig. 21). Dans la région du Caylar, ces faciès subissent des perturbations dues à l'interférence des faciès sud-cévenols. Plus au Sud (Col des Vents, Pégairolles de Buèges, Pic Saint Loup) les faciès sont plus complexes car affectés par une tectonique synsédimentaire bien particulière, ou masqués par la tectonique Tertiaire (voir fig. 22) ; localement les termes franchement bassinaux réapparaissent.

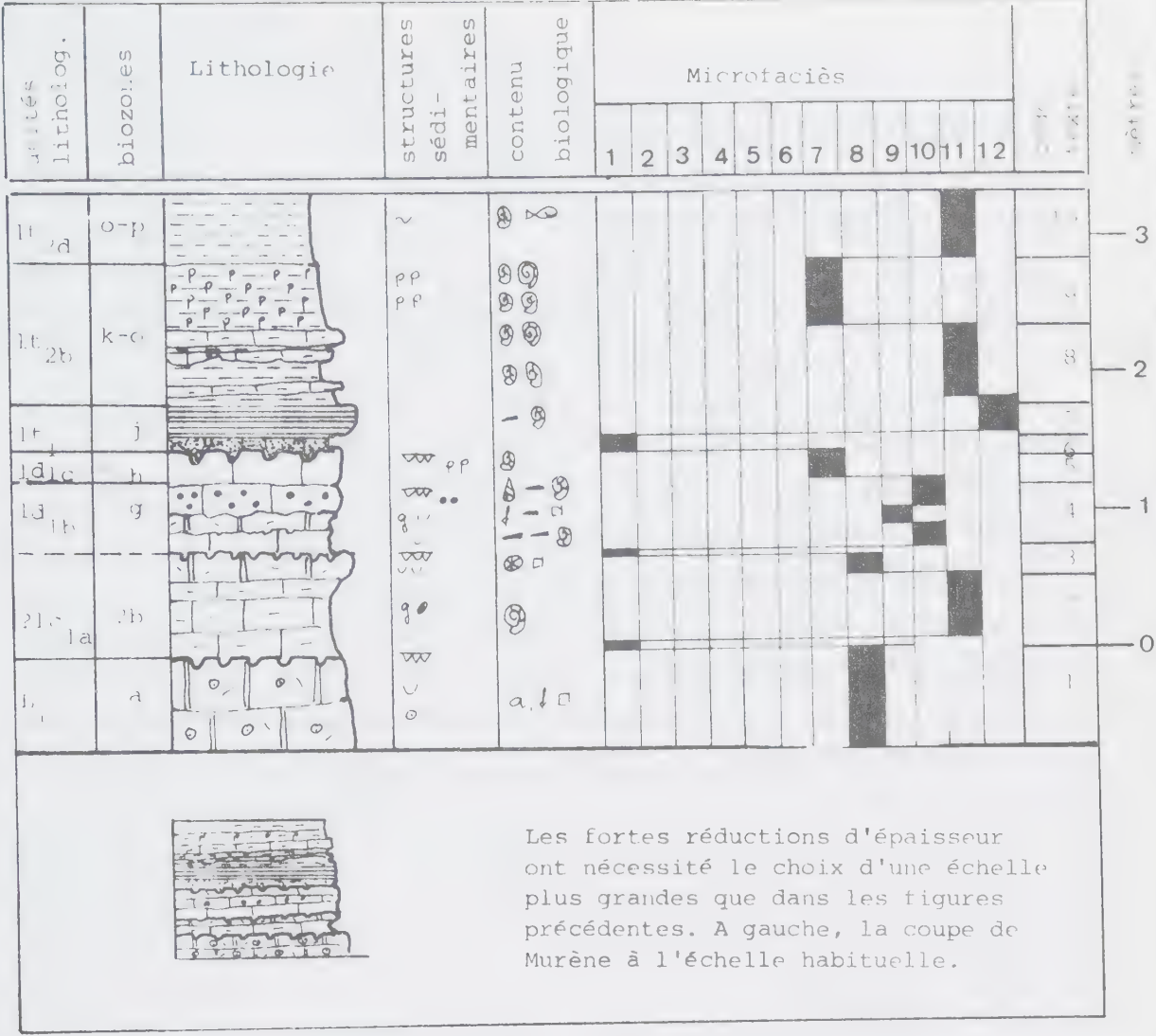
Sur le seuil proprement dit, les lacunes et condensations sont fréquentes, allant localement jusqu'à la disparition du Lias moyen et supérieur (voir fig. 21). La coupe de la bergerie de Murène semble être la plus représentative pour les différents faciès.

La coupe-type pour le Lias moyen se trouve dans la plaine entre le Causse du Larzac et la butte-témoin dominant la bergerie de Murène (Soubre-Pioch, P. 725), celle du Lias supérieur sur les pentes occidentales de la butte (voir fig. 12).

Coordonnées : 677'600/166'600 (base du Lias moyen)

Coordonnées : 677'700/166'100 (base du Lias supérieur).

Fig. 1.2): La coupe de Murène



Légende: v. texte.

La base de la coupe est constituée d'un calcaire oolithique clair ("Sinémurien") (1).

Tout près de là, ces oolithes sont surmontés du classique petit édifice récifal à Isastrea sp. (ROQUEFORT, 1934 ; MATTEI, 1961). Dans la coupe-type, on ne trouve nulle trace de ce petit récif. Les premiers termes attribuables au groupe de Rivière sont des calcaires marneux sans faunes caractéristiques. Toutefois, non loin de là, au Mas Caylar, les termes basaux à faciès légèrement différent contiennent des grosses bélemnites ainsi que des fantômes d'ammonites évolutives, dans lesquelles on pourrait reconnaître des ariétides du groupe des Leptechioceras du Lotharingien terminal. C'est sur ces éléments très incertains que cet âge a été attribué au terme (2).

Un élément lithologique vient toutefois soutenir cette datation : les calcaires marneux passent à un packstone à entroques et débris de polypiers, sans doute contemporain du récif à Isastrea sp., réputé du Lotharingien supérieur. Le grainstone est clôturé par une surface rubéfiée et tarraudée (3). L'oolithe du Guilhomard transgresse sur cette surface. Il a été daté sur le Guilhomard ainsi que dans la coupe de la Coste Ubague du Domérien moyen. La base est formée de calcaires à entroques, surmontés d'une lumachelle à bélemnites orientées d'une part N 50 E et N 140 E (directions cévenoles) et d'autre part N 100 E (ce qui indique un courant N 10 E), parallèlement aux lignes de répartition des faciès liasiques (voir P. III).

Le sommet est constitué par l'oolithe proprement dite, dont le faciès particulier sera décrit plus loin (voir P. IV) (4). Il lui succède, probablement au-dessus d'un petit niveau marneux non visible dans la coupe, un banc de mudstone phosphaté, daté de la zone à spinatum et perforé par des borings d'un diamètre d'un centimètre (5). Ce doit être dans ce faciès que MATTEI (1971), aurait trouvé un Paltarpites paltus BUCK. ("flaque de calcarénite sur les assises de calcaires roux à bélemnites"). Toutefois, comme les faciès changent très rapidement sur le plateau de Murène, il n'est pas certain qu'il s'agisse bien du même tracé de coupe, le terme utilisé par MATTEI (les "capitelles" de Murène) n'existant pas sur la feuille au 50.000ème de 1971.

Le niveau rouge intercalé entre les calcaires phosphatés et les Schistes Carton atteint une importance exceptionnelle sur le seuil languedocien (voir la coupe "La Sambuguède" fig. 21). A Murène, la présence de gypse n'a pourtant pas été mise en évidence ; l'épaisseur du niveau oxydé (6) témoigne toutefois de l'importance de la tranche de sédiment détruite ou non déposée.

Les Schistes Carton sont présents, avec des épaisseurs très réduites, comparables aux épaisseurs mesurées sur le seuil des Cévennes. Toutefois on n'observe ni un tarraudage sommital comme dans les Cévennes, ni le développement de faunes benthiques (inocérames, Astarte sp.) que l'on trouve sur les bordures orientale et occidentale du bassin (7).

Au-dessus des Schistes Carton se développent quelques niveaux marneux alternant avec des bancs marnocalcaires, formant de véritables lumachelles à Hildoceras lusitanicum SIMPS. (8).

Le haut de la zone à bifrons et tout le Toarcien jusqu'à la base de la zone à pseudoradiosa se trouvent condensés dans quelques centimètres de marnes à fossiles phosphatés (niveau de Murène). Seul un niveau à Catacoeloceras jordani GUEX et Hildoceras bifrons BRUG. (niveau XI de GUEX, 1972) pyriteux est intercalé entre deux termes à fossiles phosphatés, vraisemblablement non remaniés. Dans les coupes voisines de la Beaume Rouge et du Mas Caylar le niveau à jordani est également phosphaté (9).

Les marnes supérieures de Fontaneilles à faunes des zones à pseudoradiosa et aalensis terminent la série. A quelques mètres du niveau de Murène, un niveau phosphaté contient des Dumortiera sp. (10).

D - RELATIONS ENTRE LES FACIÈS

Les relations chronologiques entre les différentes formations, leurs rapports sédimentologiques ainsi que les milieux de dépôts seront développés ailleurs (voir notamment fig. 5, 16b, 17, 30).

Les "séries-types", décrites dans les pages précédentes sont sujettes à de nombreuses variations tant de faciès que d'épaisseurs. Dans les pages qui suivent, on essaiera d'illustrer ces évolutions en partant de la coupe-type des faciès centraux pour avancer successivement vers la marge occidentale, orientale et méridionale.

I - Du bassin au seuil du Rouergue et au bassin d'Aquitaine : évolution de la marge occidentale du bassin (fig. 13).

Rappelons que les observations faites ici se limitent plus ou moins au "Déroit de Rodez".

a) Du Rozier à Séverac

De part et d'autre des Puechs de Fontaneilles et de Suèges près de Rivière, le groupe de Rivière affleure bien. Les séries correspondent, au détail près, à celles des coupes-types. Au Samonta, on notera la présence d'un chenal à entroques dans les assises carixiennes terminales de la formation du Bourg, prouvant l'existence de faciès de type Combe-Albert en bordure occidentale du bassin des Causses, soustrait à l'affleurement grâce à l'érosion des terrains jurassiques sur le Lévézou.

A l'Est de la région-type, près de Liaucous, les Couches Blanches atteignent une épaisseur maximale ; les Schistes Carton présentent également des augmentations d'épaisseurs.

Vers l'Ouest dans la région d'Aguessac et du Château de Cabrières, les faciès sont toujours identiques avec toutefois une sensible diminution d'épaisseur pour les unités succédant à la formation du Bourg. Ce n'est pourtant qu'à partir de Séverac que les influences du seuil du Rouergue deviennent évidentes, avec l'apparition d'un banc marnocalcaire criblé d'Aequipecten aequivalvis en parfait état sous-jacent au contact Couches Blanches-Schistes Carton. Ce banc est caractérisé à sa surface, par des nodules carbonatés et phosphatés. Un deuxième élément prouvant l'influence d'un haut-fond proche est la présence d'une lumachelle granoclassée intercalée dans les

couches en échelons de la formation de Fontaneilles ; elle se retrouve également plus au Sud près de St-Georges de Luzençon (voir fig. 13 (8), fig. 20 (1)).

b) De Séverac à la faille de Villefranche

Néanmoins, les faciès de Séverac sont encore franchement bassinaux. Les orientations paléogéographiques sont nettement subméridiennes ; les coupes de Banassac, où des slumps de petite amplitude remanient des ooïdes ferrugineux à la base du Carixien, indiqueraient une limite septentrionale du "Déroit de Rodez" ; en effet, ces slumps ont une vergence vers le Sud.

Immédiatement à l'Ouest de Séverac, on observe au sein des Schistes Carton les seules structures assimilables à des slumps (coupes 8-10, fig. 13). Ces coupes se situent à l'Est d'une importante zone de réduction d'épaisseur affectant l'ensemble du groupe de Rivière, mais se manifestant de façon spectaculaire au passage Domérien-Toarcien. Parallèlement aux réductions d'épaisseurs, on assiste au remplacement des Couches Blanches par les Calcaires de Salles et à l'apparition de niveaux moins euxiniques dans les Schistes Carton (bancs calcaires tarraudés, fréquence d'inocéramnes, présence d'Astarte sp.), (voir passages de St. Martin à Pierrefiche et de Lavernhe à Galliac, fig. 13). Les Calcaires de Salles sont encore très marneux (wackestone à packstone) et extrêmement riches en fossiles (pectinides et rynchonellides, mais aussi ammonites et bélemnites), souvent en place et entiers.

Aux alentours de Cruéjouls (voir fig. 13, coupes 4 et 5), ces niveaux sont surmontés de séries slumpées contenant des matériaux encrinétiques grossiers que l'on retrouve en position autochtone au coeur du seuil du Rouergue, près de Rodelle, Muret et Salles (voir fig. 11, 13). La disparition des Schistes Carton coïncide avec l'apparition de faciès grossiers dans les Calcaires de Salles (1).

Les coupes situées au Nord (Alayrac) et au Sud (Agen) des failles délimitant le déroit de Rodez - tout en montrant néanmoins des épaisseurs légèrement restreintes - ne montrent guère d'indices de proximité de terre

(1) La présence de Schistes Carton à Agen (THEVENIN, 1903 ; Y. BOISSE DE BLACK D.C., 1933) et à Cassagnes (Y. BOISSE DE BLACK D.C.) n'a pu être confirmée. Sans doute s'agit-il de marnes de Villeneuve ou de Fontaneilles fortement schistosées à la proximité des failles.

terme. Seul un niveau gréseux à Agen témoigne de la présence de petits îlots cristallins émergés au Sud de la faille des Palanges.

c) La bordure Est du bassin d'Aquitaine : La coupe de Capdenac
(fig. 14).

Dans le Quercy, on retrouve sensiblement les mêmes faciès que dans les Causses ou plus exactement que dans le détroit de Rodez. Les assises gréseuses grossièrement détritiques qui caractérisent le Lias moyen et supérieur aux alentours du seuil du Poitou (GABILLY, 1978) ne se manifestent pas. Les termes lithologiques ayant cours dans cette région (série de Capdenac, série de St-Antonin, voir GOTTIS & DELFAUD, 1971) correspondent à la formation du Bourg et de Villeneuve d'une part, à la formation de Fontaneilles d'autre part. Si les épaisseurs reprennent de l'ampleur à l'Ouest de la faille de Villefranche (St-Antonin, Autoire), les termes caractéristiques de la série quercynoise ou ruthène n'en sont pas moins présents (calcaires à entroques de type Calcaires de Salles au Domérien supérieur, absence de Schistes Carton). Ce n'est que plus à l'Ouest que la série devient uniformément marneuse, le Toarcien inférieur étant également représenté par des marnes et non plus par des faciès anoxiques (voir CAROZZI et al., 1972).

La coupe de Capdenac a été levée lors de l'élargissement de la RN.662 entre Capdenac-Gare et Figeac (voir fig. 14).

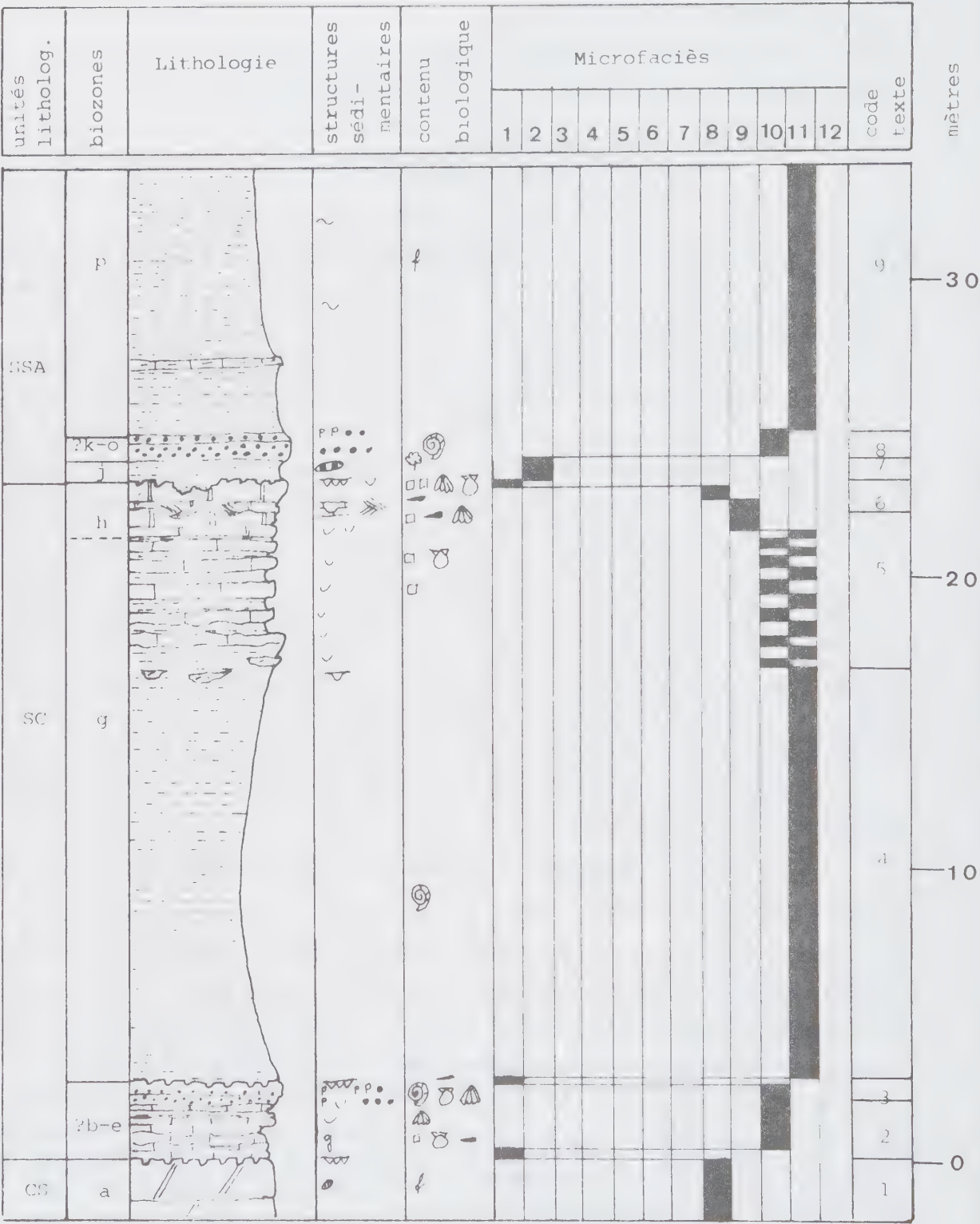
La base de la coupe est formée par un mudstone dolomitique en bancs massifs ("Sinémurien") (1).

Il est surmonté de quelques décimètres de calcarénites vaseux à "flaser-bedding", puis par deux bancs d'oolithe ferrugineuse, criblés de lamelibranches et de térébratulides et attribués par THEVENIN au Carixien inférieur. On retrouve ces bancs près d'Autoire ainsi qu'en Aquitaine occidentale (CAROZZI et al., 1972). Ils manquent dans le détroit de Rodez, toutefois on retrouve ce faciès dans les niveaux slumpés à la base du Carixien de Banassac. Une surface tarraudée et phosphatée clôture cette séquence (2, 3).

La base de la série marneuse, contenant quelques marnocalcaires attribuables au Carixien supérieur, est masquée. On retrouve les marnes, moins épaisses qu'à Salles, avec une faune d'amalthéides pyriteuses (4).

Comme à Salles, les calcaires de Salles forment une séquence klup-félienne, avec l'arrivée de petits chenaux à entroques, puis de niveaux de

Fig. 14): La coupe de Capdenac (Quercy)



Légende: v. texte.

wacke- à packstone à fossiles entiers (5). Les faciès grossiers (pack- à grainstones) sont toutefois bien moins développés que dans la coupe-type. Ils débute- tent par des chenaux à stratification entrecroisée, ravinant les packstones sous-jacents, et passent à un grainstone encrinitique à débris de fossiles. La surface du grainstone est tarraudée et karstifiée. Les cavernes de kars- tification atteignent une profondeur de vingt centimètres (6). Ces cavernes sont comblées d'une marne jaunâtre laminée qui colmate les irrégularités de la surface domérienne (7).

La reprise de la sédimentation marine se fait par l'intermédiaire de l'oolithe d'Aurières : l'oolithe ferrugineuse de la base contient une faune de la sous-zone à lusitanicum, tandis que l'oolithe phosphatée qui la surmonte n'a pas pu être datée (8).

Les marnes toarciennes surmontant l'oolithe (9) sont vraisemblablement immédiatement couvertes par des dolomies bajociennes ; l'oolithe ferrugineuse de Mondalazac (Y. BOISSE DE BLACK, 1933) et l'Aalénien semblent faire défaut. Une légère discontinuité angulaire est observable au contact Lias- Dogger en-dessous de l'oppidum de Capdenac.

d) Résumé

Le Lotharingien supérieur/Carixien semble être complet entre Séverac et Banassac. Des indices d'un haut-fond septentrional (slumps à ooïdes ferrugi- neuses) ont été remarqués à Banassac. Dans le "détroit de Rodez", la série est très réduite et vraisemblablement représentée uniquement par le Carixien supérieur. Un Carixien inférieur très condensé réapparaît près de Capdenac.

Le Domérien est présent en faciès bassinal (Couches Blanches au Domérien supérieur) à l'Ouest de Séverac jusqu'à Galliac et St-Martin de Lenne. Dès Séverac, des chenaux parfois granoclassés de provenance occidentale s'inter- calent dans les marnes. A l'Ouest de l'axe Galliac-St Martin, les Couches Blanches passent aux Calcaires de Salles à énergie basse ou moyenne, à l'Ouest de l'axe Laissac-Cruéjols aux Calcaires de Salles à haute énergie par l'intermédiaire d'une zone à slumping. Dans le Quercy, les faciès à haute énergie sont réduits.

Le Toarcien inférieur est constitué de schistes euxiniques jusqu'à l'axe Galliac- St-Martin, puis en épaisseur réduite et à faunes benthiques jusqu'à l'axe Laissac-Cruéjols. Il disparaît à l'Ouest de cette ligne, parallèlement à l'ar-

rivée des faciès grossiers au Domérien supérieur. Les marnes jaunes qui colmatent la surface karstifiée de ce dernier peuvent être éventuellement parallélisées avec le Toarcien inférieur.

Le Toarcien moyen n'affleure que très mal dans le secteur en question. La présence de l'oolithe d'Aurières a pu être mise en évidence dans le "détroit de Rodez", et dans le Quercy ; ce niveau est daté de la base de la zone à bifrons. Les lignes de faciès sont nettement orientées N-S. Seul au Carixien l'influence de lignes E-W semble avoir une influence sur la sédimentation. Les faciès Est-Aquitain correspondent en général aux faciès du seuil du Rouergue.

2 - Du bassin au Mont Lozère : relations avec l'Ardèche et le bassin subalpin

a) La limite Nord des affleurements des Causses : de La Canourgue à Mende.

Les affleurements sont rares sur les deux rives du Lot. Toutefois on constate une nette diminution des épaisseurs de la formation du Bourg. Les bancs calcaires sont plus phosphatés que dans la région de Rivière. La différence est nette entre les faciès bassinaux de Banassac et les séries bien plus condensées de Brugers et de St-Bonnet de Chirac. Ces mêmes affleurements présentent toutefois un Domérien et Toarcien fort bien développés, identiques à ceux de la région-type. A Félines, près de St-Bonnet, la coupe des Schistes Carton est conforme à celle de Campselves (fig. 13, coupe 1). Les nodules irréguliers (slumps ?) sont présents dans la partie inférieure de la série comme à Campselves et à Séverac, ce qui suggère un prolongement des lignes de faciès subméridiennes. Les couches en échelons sont développées sous le faciès qui est le leur dans la région-type.

Un changement intervient dans le prochain affleurement de Schistes Carton, au Cénaret près de Barjac, où on trouve pour la première fois, en allant vers l'Est les alternances de marnes et de marnocalcaires à inocérames qui remplacent les niveaux schisteux des couches en échelons. Des petits bancs marnocalcaires silteux, s'intercalant dans les Schistes Carton, sont également typiques pour les faciès caractérisant la bordure Est du bassin des Causses.

b) De Mende à Villefort (fig. 15)

C'est dans la région de Mende et dans le Valdonnez que les épaisseurs de la formation du Bourg sont maximales, grâce à l'importance que prend le membre inférieur, le membre de Mende (1). Le faciès de ce membre de Mende est en effet tout à fait particulier, puisqu'il s'agit d'une succession de résédiments, allant de débris-flow à la base à de véritables turbidites au sommet (P. III ; fig. 15, coupe 1 ; fig. 24). Cette interprétation des faciès de la coupe de Gardès diffère de celle rapportée par la littérature :

"Dans le Valdonnez, la subsidence est moindre que dans le "sillon", mais elle se signale surtout par son caractère saccadé. D'importantes arrivées de terrigènes, des épisodes carbonatés lutiques au sommet des séquences, des arrêts de sédimentation fréquents avec surfaces ravinées et bioturbées témoignent de ces à-coups et d'un environnement beaucoup plus littoral que précédemment".

(MICHARD et al, 1979, p. 6).

Mise à part l'interprétation, la description que donnent les auteurs est celle d'une séquence de Bouma, incomplète certes dans la majeure partie des cas (séquences A-B/D-E, BOUMA, 1962, avortement fréquent de C "current ripple and convolute bedding"), mais néanmoins reconnaissable. La base des séquences est marquée par des "load-casts"*. L'interprétation de la série de Gardès comme dépôt de résédiments facilite par ailleurs la reconstitution paléogéographique entre le "sillon cévenol" et la région de Villefort. La série granoclassée est interrompue par des bancs massifs à stratifications obliques.

Le membre marnocalcaire, la formation de Villeneuve ainsi que les assises toarciennes se présentent sous leurs aspects bassinaux, en grandes épaisseurs et sans résédiments particuliers. On notera toutefois les réductions d'épaisseurs affectant la formation des Schistes Carton par rapport à la région de Rivière.

A Sainte-Hélène, les faciès et épaisseurs sont comparables au Valdonnez. Seul le membre de Mende, toujours puissant, a changé de caractère : au-dessus des bancs massifs à stratification entrecroisée du "Sinémurien", se dé-

(1) Des épaisseurs plus importantes ont été signalées dans le "sillon cévenol" (voir ESPOURTELLE, 1960 ; M.D. RAOULT, 1966 ; MICHARD et al., 1979), mais ces valeurs se rapportent à des sondages dans la région de Trèves et de Nant, dans une région où la série n'affleure pas.

* (Pl. 13/3).

1 Gerdès / Brenoux

2 Allenc

3 Le Bleymerd

4 Col Bourbon

5 Bergagnon

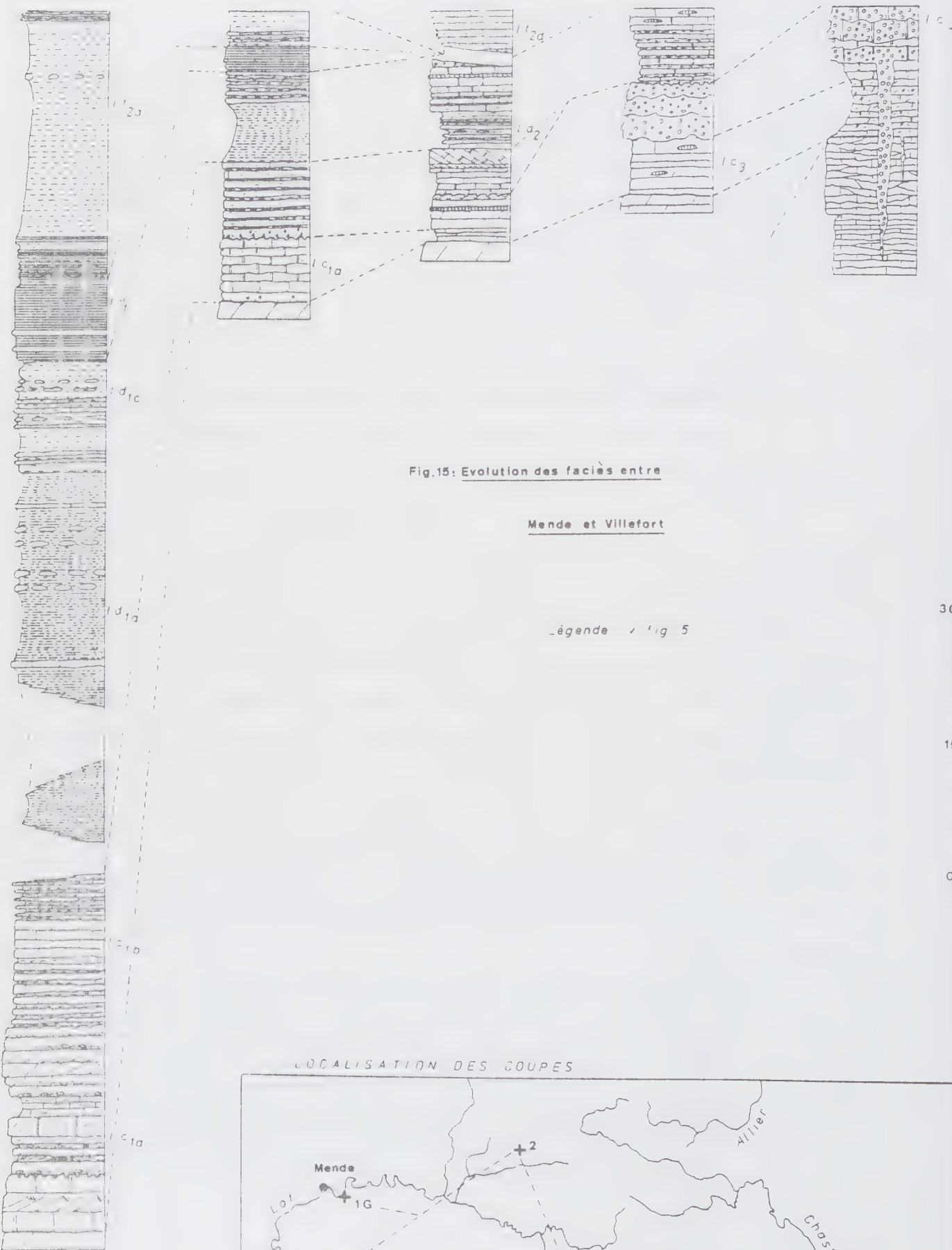
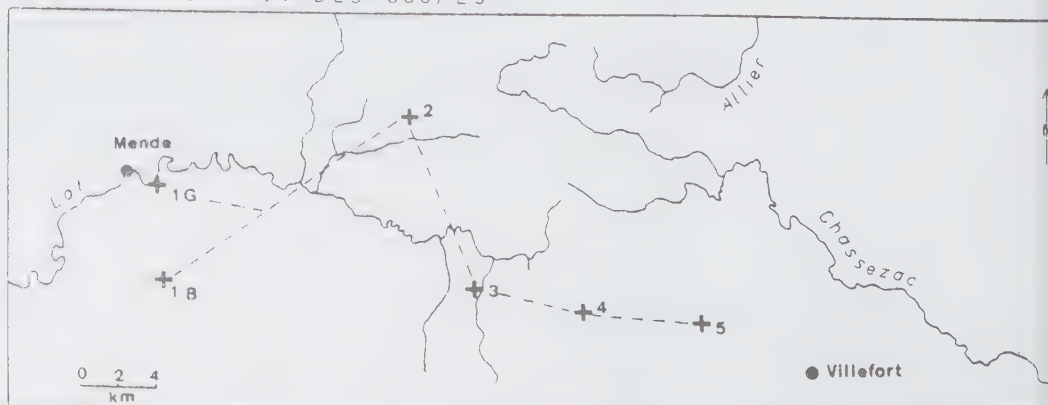


Fig.15: Evolution des faciès entre

Mende et Villefort

Légende / Fig 5

LOCALISATION DES COUPES



veloppent des mud- à wackestone bitumineux, sans fossiles caractéristiques. Ces faciès fins sont brusquement interrompus par des séquences de calcaires siliceux à stratification entrecroisée qui sont eux-mêmes recouverts de pack-, puis de grainstones. Les résédiments distaux de Gardès ne se retrouvent pas à Sainte-Hélène. Au NE de cette localité, entre Allenc et Larzalier, le membre de Mende est fortement réduit en épaisseur. Le faciès (calcaire à entroques, quartz et dolomie remaniée) correspond à la fraction grossière des "turbidites" de Gardès et des résédiments proximaux de Sainte-Hélène.

C'est à Allenc que la discontinuité entre série de Mende et série marnocalcaire est pour la première fois chargée d'éléments détritiques (1).

En continuant vers l'Est, on assiste à un changement net des faciès : on passe de la sédimentation bassinale à celle qui caractérise la bordure Nord-Est du bassin des Causses, le faciès lozérien. La coupe du Bleymard correspond en fait à la coupe des Bondons miniaturisée. Le membre de Mende se réduit à quelques mètres de calcaires à entroques devenant la partie inférieure de la formation des Bondons, dont on retrouve le terme le plus caractéristique, les calcaires à silex surmontés de la lumachelle à *Entolium* sp. et du hardground à ammonites un peu en amont, sur la D.20 entre Le Bleymard et le Mazel. Le hardground n'a livré que quelques lytocératides sans valeur chronostratigraphique ; il est toutefois probable qu'il appartienne au Carixien supérieur. Des couches à stratification oblique surmontent le hardground comme aux Bondons, plongeant vers le NNE. On n'a pas pu définir s'il s'agissait de couches obliques classiques, indiquant un talus de progradation du Sud vers le Nord ou si, comme au Bondons, il s'agissait d'une dune orientée E-W indiquant un courant venant du Sud. Cette question est d'importance pour établir ou informer l'existence du "détroit de Villefort".

Au Bleymard, le Domérien est évolué vers le faciès glauconitique de la formation de Fraissinet. Les assises terminales se chargent en éléments détritiques.

La coupe suivante (Col Bourbon) montre à nouveau un changement de faciès spectaculaire avec l'apparition de la formation du Lempézou surmontant une formation des Bondons réduite, elle-même superposée aux mudstones dolomitiques de l'"Hettangien". Au-dessous des dolo-mudstones apparaissent

(1) *Le Domérien et Toarcien de la coupe d'Allenc (fig. 15, coupe 2) ont été dessinés d'après ROUIRE & ROUSSET, 1973.*

les calcaires noduleux de la base de l'"Hettangien" ayant livré en certains points une faune de la zone à planorbis. Ce sont ces calcaires qui servent de support au groupe de Rivière dans la coupe de Bergognon près de Villefort. Un Lias moyen très réduit, dolomitique et souvent gréseux est surmonté des conglomérats du Lempézou, plus polygénique que dans la coupe-type. Ce conglomérat se retrouve dans de profondes fissures d'origine karstique qui entaillent les calcaires Hettangien sous-jacents*. L'origine du karst semblerait pouvoir être raccordée à une phase tectonique anté-Carixienne (1). *(Pl.14/4).

c) Le secteur des Bondons-Ispagnac (fig. 16a, 16b)

On observe dans la région-type de la formation des Bondons une évolution symétrique à celle observée dans le "détroit de Villefort". La coupe de Quézac peut, en ce qui concerne la formation du Bourg (seuls les Schistes Carton affleurent partiellement dans les assises supérieures), être parallélisée à la série du Valdonnez ; toutefois on n'observe pas de granoclasements dans le membre de Mende. Un bel exemple d'un faciès intermédiaire entre les faciès "bassinaux" et "lozériens" est observé dans la coupe d'Espinards (au Nord d'Ispagnac) (voir fig. 16a).

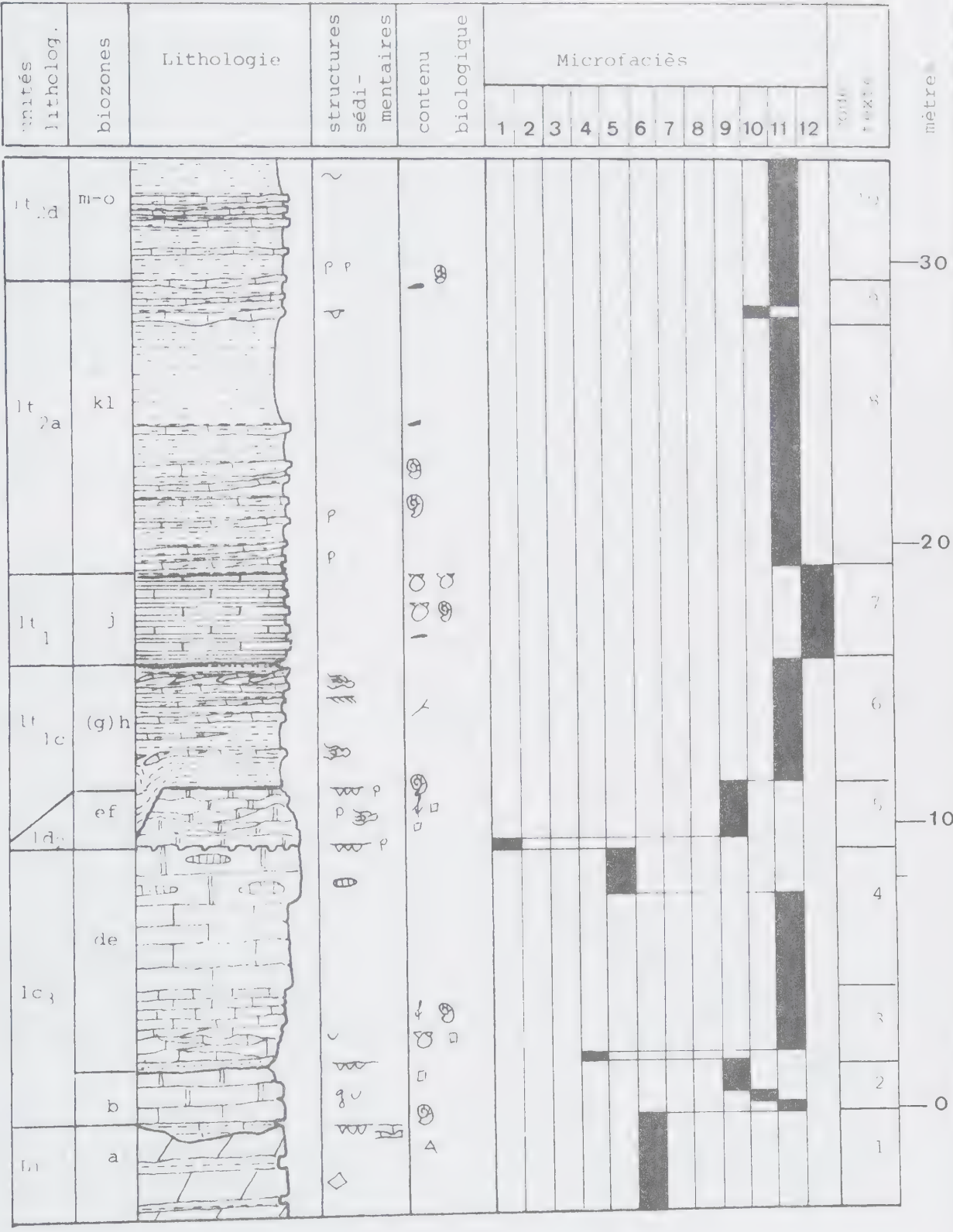
Coordonnées : 696'100/232'800 (base).

La base de la coupe est formée par les inévitables mudstones dolomitiques de l'"Hettangien" (1).

Les calcarénites du Lotharingien supérieur forment la base de la formation des Bondons. La discontinuité n'est pas accompagnée d'arrivée gréseuse. A la base, dans des petites poches, un niveau un peu plus marneux a livré quelques echiocératides (2). Une arrivée de wackestones glauconieux et phosphatés livre plusieurs lytocératides. Ce sont les assises (4) de la coupe des Bondons (3). Les calcaires siliceux terminant la formation des Bondons sont clôturés par un hardground. Ces assises sont nettement moins importantes qu'aux Bondons (4). La séquence suivante, apparentée au terme (7) de la coupe des Bondons, est caractérisée par une stratification extrêmement

(1) Un *Amaltheus* sp., trouvé en vrac dans les pierrailles du Causse Bergognon, pourrait indiquer que les assises sous-jacentes au conglomérat ne seraient pas d'âge Carixien, mais plutôt Domérien, le conglomérat ne correspondant donc pas à la formation du Lempézou, mais à une poussée détritique clôturant la formation de Fraissinet (voir Le Bleyard, Col du Lac). Il est toutefois plus probable que l'*Amaltheus* provienne des assises superposées au conglomérat.

Fig. 16 a): La coupe d'Espinards



Légende: v. texte.

irrégulière, avec des nodules de grainstones encrinétiques enrobés dans une matrice plus marneuse (5). La désagrégation des niveaux à entroques n'atteint toutefois pas le stade de phacoïdes. Un encroûtement limonitique ainsi que des nodules phosphatés, parmi lesquels on devine parfois des nucléis d'ammonites, clôturent la séquence. En plus d'amalthées et de genres disciformes probablement attribuables au genre Fuciniceras sp. (caractérisant le Domérien inférieur), on observe des faunes à costulation forte, apparentées aux "capricornes" du Carixien supérieur. On retrouve donc les condensations au passage Carixien-Domérien, signalées par MATTEI (1971) dans le Valdoncez et par MICHARD et COUMOUL (1978) dans le ravin de la Girousse sur le secteur des Bondons.

Les perturbations dans la stratification peuvent être dues à l'abaissement synsédimentaire du pan occidental du secteur d'Espinards, le long d'une faille d'orientation N-S.

Au lieu d'être surmonté par la formation de Fraissinet, le niveau (5) se trouve en contact avec les Couches Blanches, perturbées à leur base par l'action de la faille synsédimentaire. Les bancs marnocalcaires (6) qui suivent, ont une structure interne de slumps, ou alors une lamination oblique ou entrecroisée dans les marnes environnantes suggère des phénomènes de resédimentation.

Les Schistes Carton (7) ne sont plus perturbés par la faille synsédimentaire, qui n'a donc joué qu'au Domérien. On retrouve les bancs marnocalcaires silteux de la bordure orientale du bassin des Causses et l'absence de couches en échelons typiques.

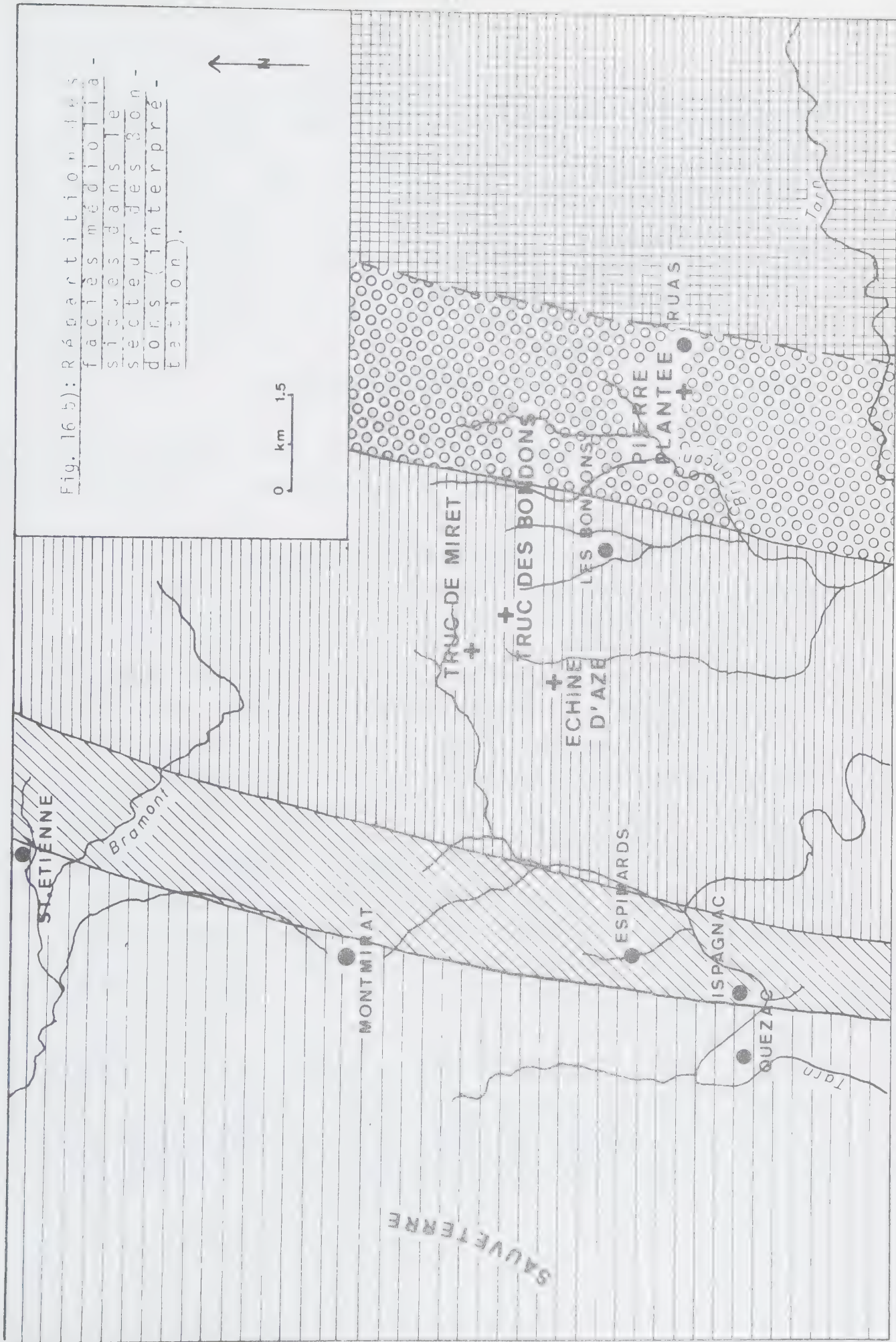
A la place des couches en échelons, on trouve des alternances de marnes et de calcaires marneux à inocérames, parfois extrêmement riches en ammonites. Ceux-ci sont surmontés de marnes à ammonites pyriteuses (8).

La zone de transition entre Toarcien moyen et supérieur consiste en quelques bancs marnocalcaires associés à des débris phosphatés (9). La base du Toarcien supérieur contient également encore quelques bancs marnocalcaires (10).

La coupe d'Espinards peut donc être classée comme "lozérienne" pour l'intervalle Lotharingien supérieur-Domérien inférieur et comme "bassinale" pour la période Domérien supérieur-Toarcien.

Fig. 16 b): Répartition des
faciès médolli-
sives dans le
secteur des Bon-
dons (interpré-
tation).

0 km 1.5



Entre les deux intervalles, des mouvements d'abaissement sont matérialisés par une faille synsédimentaire. Les épaisseurs du Lias moyen sont bien plus importantes dans le secteur des Bondons que près d'Espinards (fig. 23 a,b). Ceci a conduit MICHARD & COUMOUL (1978) à admettre un haut-fond centré sur Espinards et une cuvette tectonique près des Bondons, engendrant un maximum de subsidence dans les séries détritiques de la Pierre Plantée. Sans pouvoir totalement refuser cette hypothèse, je crois toutefois que la comparaison d'épaisseurs entre des sédiments de faciès différents peut induire en erreur (compactions différentes). De plus, on constate un gradient de distalité progressif d'Est en Ouest, et pour le Toarcien, les augmentations d'épaisseurs sont également linéaires d'Est en Ouest (fig. 23c,d).

La position sur le rebord entre le bassin et la plate-forme lozérienne a pu également contribuer à la réduction des épaisseurs par l'action de courants longitudinaux.

La succession formation des Bondons - formation de Fraissinet caractérise toutes les coupes sur le plateau des Bondons. Une particularité affecte le hardground limitant les deux formations : tandis que dans la coupe des Bondons il ne contient que des faunes du Carixien supérieur, sans atteindre le sommet de cet étage, les coupes des Puechs, de la Gironde et des Combettes ainsi que probablement celle de l'Eschino d'Aze contiennent non seulement toutes les faunes du Carixien supérieur, mais encore des amaltheïdes du groupe stokesi de la base du Domérien. Le problème se complique, car au-dessus du hardground des Bondons on retrouve éventuellement des faunes carixiennes. Deux solutions se présentent : l'une, élégante, mais improbable, consisterait à expliquer la présence d'Amaltheus stokesi BRUG. par son apparition prématurée dans le Carixien supérieur signalée dans la coupe de Villeneuve en reposant le problème de la limite Carixien-Domérien. L'autre, plus vraisemblable, ferait des assises (7) des Bondons des niveaux à remaniement. L'aspect du faciès, sans en porter la preuve absolue, ne semblerait guère opposé à cette théorie.

A peine à trois kilomètres du Truc des Bondons, la coupe de la Pierre Plantée offre à nouveau un changement de faciès spectaculaire avec l'apparition des conglomérats à quartz de la formation du Lempézou, dont on ne trouve nulle trace dans la série des Bondons*. L'îlot émergé du Mont Lozère suit immédiatement à l'Est de la Pierre Plantée.

* (Pl. 9/4).

On constate donc entre Ispagnac et Ruas cinq faciès différents groupés sur à peine dix kilomètres et suivant des lignes de faciès strictement parallèles, orientées N 20 E (voir fig. 16b) :

- En gros points quadrillés : la terre émergée (Mont Lozère)
- En points ronds : faciès côtiers de type Lempézou
- En traits horizontaux étroits : plate-forme, type Truc des Bondons
- En traits obliques : "pente sédimentaire", type Espinards
- En traits horizontaux épars : bassin, type Quézac, Valdonnez.

d) La charnière de Meyrueis (fig. 17)

Les faciès décrits sur le plateau des Bondons se poursuivent plus au Sud dans la bordure du Causse Méjean et dans les petits Causses cévenols (Lempézou, Tardonnenche, Pompidou). Si, pour la formation du Lempézou et pour la formation de Fraissinet, le prolongement des lignes de faciès tracées plus au Nord ne pose aucun problème, la formation des Bondons subit quelques modifications : en premier lieu, entre Florac et Vebron, on trouve quelques mètres de dolo-mudstones bitumineux en bancs massifs et d'âge incertain (attribués au "Sinémurien" par MICHARD & COUMOUL), intercalés entre l'"Hettangien" et la formation des Bondons. Ces bancs disparaissent un peu plus au Sud, à Fraissinet.

En second lieu, la formation des Bondons subit des réductions d'épaisseur par rapport à la région-type. J'ai déjà évoqué les problèmes de datation affectant les derniers témoins des faciès de type Bondons dans la coupe de Fraissinet et de Croupillac de même que l'apparition précoce du hardground terminal à Fraissinet et au Puech Pounjot par rapport à la succession du Truc des Bondons. A Croupillac où le hardground est criblé de gros grains de quartz indiquant un âge identique à celui de la formation du Lempézou qui affleure à l'Est du Tarnon, je n'ai pas réussi à dater l'évènement.

La formation du Lempézou se perd à la hauteur du Col du Rey (séparant la Can de Tardonnenche du Causse de Pompidou) où la formation de Fraissinet surmonte directement le Lias inférieur (voir FLEURY, 1966, 1968).

Tous ces faciès "lozériens" sont interrompus brutalement à la hauteur de Meyrueis, carrefour entre les faciès lozériens, sud-cévenols et bassiniaux. La répartition des faciès est illustrée dans la fig. 17. Les faciès du Lias moyen

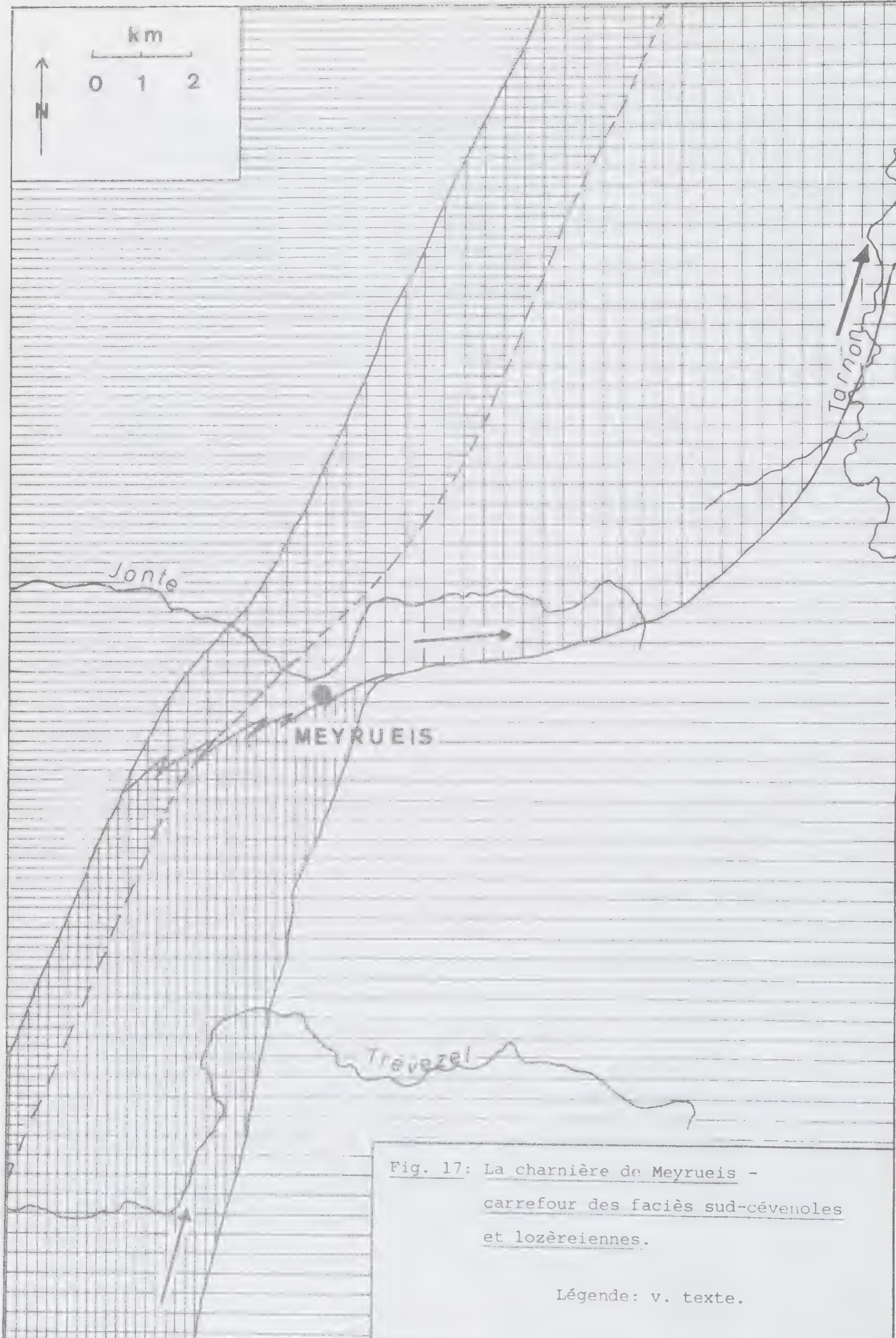


Fig. 17: La charnière de Meyrueis -
carrefour des faciès sud-cévenoles
et lozèrèiennes.

Légende: v. texte.

sont vraisemblablement régis par la présence ou l'absence de terres émergées à l'Est, sur les Cévennes ; à la hauteur de Meyrueis, le haut-fond émergé au Nord fait place à un haut-fond sous-marin au Sud. Les apports d'eaux douces, responsables des faciès saumâtres de type Bondons au Nord de Meyrueis n'ont pas d'influences au Sud de cette ville, ce qui conduit à des faciès typiques de salinités normales, par exemple la formation de la Combe-Albert (voir fig. 28, 30).

Légende de la fig. 17 :

Faciès bassinaux :

- Type Valdonnez



Faciès bassinaux surmontant la formation des Bondons :

- Type Espinards



Formation de Fraissinet sur formation des Bondons :

- Type Truc des Bondons



Faciès bassinaux surmontant la formation de la Combe-Albert :

- Type Dourbias



Formation de Fraissinet sur formation de la Combe-Albert :

- Type Combe-Albert

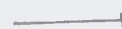


Formation de Fraissinet sur Lias inférieur :

- Type Le Pompidou, Aurières



Directions des paléocourants :



e) Résumé

Au Lotharingien supérieur/Carixien, les affleurements situés au Nord du Lot semblent indiquer la présence proche d'un haut-fond sous-marin ou d'une terre émergée. Les épaisseurs maximales de ces termes sont accumulées dans le "sillon cévenol", orienté N 20 E, aux abords duquel des séquences turbiditiques ont été mises en évidence. Plus à l'Est, l'épisode est affecté par d'importantes réductions d'épaisseurs, puis par des changements de faciès avec l'apparition de séries saumâtres de type formation des Bondons, et de séquences grossièrement détritiques (Lempézou). La discontinuité du Lotharingien supérieur est parfois non-détritique, parfois accompagnée de grès. La discontinuité basale du Carixien contient en plus des débris dolomitiques jaunâtres (Lias inférieur remanié). Le Carixien supérieur et le Domérien inférieur sont condensés sur toute la bordure lozérienne. Il n'y a peu ou pas d'interférences entre les diverses formations Carixiennes.

Au Domérien, on ne trouve plus guère d'indices d'un haut-fond septentrional délimitant le bassin des Causses. Des faciès plus proximaux relaient les faciès bassinaux sur la bordure cévenole. Les produits détritiques grossiers ont disparu ou sont remontés vers le Nord. Un régime marin à sédiments condensés s'établit sur les Cévennes. Les limites entre faciès proximaux et bassinaux correspondent à celles constatées au Carixien. La limite entre faciès lozériens et sud-cévenols, très importante au Carixien, s'estompe au Domérien. Le Domérien supérieur porte des indices d'une nouvelle "régression" avec l'arrivée de détritiques grossiers en divers points des Cévennes. Le soulèvement du môle cévenol est en outre illustré par de nombreux résédiments dans les faciès plus distaux. (Pl. 10/3).

Le Toarcien inférieur présente une symétrie absolue avec la bordure occidentale, avec un faciès peu épais à faunes benthiques longeant les Cévennes.

Dans les faciès bassinaux, l'apparition de bancs marnocalcaires finement détritiques forme un fait nouveau. Le Toarcien inférieur manque là où le Domérien supérieur est gréseux ou grossièrement encrinétique. Un niveau marneux jaune, analogue aux conditions sur le seuil du Rouergue, n'a pu être mis en évidence.

La reprise de la sédimentation marine est datée, comme sur le Rouergue, par une oolithe ferrugineuse de la sous-zone à lusitanicum.

Au-dessus, un régime marneux s'installe. La persistance d'un îlot émergé au Mont Lozère est étayée par une poussée détritique grossière au Pompidou, mettant en contact l'oolithe d'Aurières et un conglomérat à quartz de la zone à aalensis. Les réductions d'épaisseurs pendant le Toarcien moyen et la base du Toarcien supérieur sont illustrées par la présence du niveau de Murène. Dans ces sites, la partie supérieure de la zone à bifrons, les zones à variabilis, thouarsense, insigne et pseudoradosa sont condensées et représentées par quelques centimètres de marnes phosphatées.

3 - La bordure des Cévennes méridionales : relations avec le bassin du Bas-Languedoc

Je comprends par ce terme les sédiments jurassiques affleurant entre Meyrueis et Nant en bordure cévenole ; les mêmes faciès se retrouvent localement (Le Caylar, les Sièges) en bordure septentrionale du seuil langue-

docien. Les faciès sont en général des sédiments à haute énergie et salinité normale. Ils diffèrent de leurs homologues lozériens, caractéristiques de basse énergie et de confinement.

a) De Meyrueis à Trèves (voir fig. 7)

C'est la région-type de la formation de la Combe-Albert. La formation de Fraissinet qui la surmonte est peu typique, souvent accompagnée de résédiments (Le Villaret, Trèves). Les Schistes Carton sont réduits à un placage limonitique à entroques et grains de quartz. Le Toarcien moyen et supérieur est plus développé qu'en Lozère ; des condensations affectent néanmoins le Toarcien moyen.

Des épaisseurs plus importantes, accompagnant des faciès bassinaux, sont décrits dans des sondages à l'Ouest de Trèves (M.D. RAOULT, 1966).

b) De Nant à Trèves et à Ganges : la traversée E-W du seuil cévenol (fig. 17, 18)

A l'Ouest du faisceau de Meyrueis, les faciès du groupe de Rivière sont bassinaux. Dans les sondages, on observe des épaisseurs maximales pour la formation du Bourg (ESPOURTELLE, 1960). Au Mas du Pré, puis au Mas de la Place (ROUIRE & ROUSSET, 1973, fig. 18, coupe 1), la formation du Bourg n'atteint pas encore les épaisseurs maximales ; le membre marnocalcaire notamment n'est pas complet. Seule la présence du Carixien supérieur a pu être mise en évidence. Le Domérien, le Toarcien inférieur et le Toarcien moyen sont présents sous les faciès bassinaux.

En passant à l'Est de la Dourbie, on atteint la zone de transition entre les faciès sud-cévenols et les faciès bassinaux. L'élément le plus important est la disparition de la formation des Schistes Carton (fig. 18, coupe 2). En-dessous, on remarquera l'interférence de grain- et de packstones dans les marnes domériennes. La présence de ces faciès, apparentés à la formation de la Combe-Albert, dans du Domérien pourrait servir d'argument à l'hypothèse d'un prolongement de la formation de la Combe-Albert dans le Domérien basal. Dans la série sud-cévenole, on serait donc en présence, comme en Lozère, d'un début tardif de la sédimentation marneuse par rapport à la région de Millau. Plusieurs de ces bancs sont slumpés ou indiquent des stratifications obliques. Les discontinuités entre les diverses séquences sont peu détritiques ; les influences siliciclastiques que l'on retrouve près de Trèves ont disparu. Le "Sinémurien", bien représenté à Nant comme à Dourbias,

disparaît à l'approche de Trèves. En progressant toujours vers l'Est, on arrive dans la zone où il existe une lacune de presque tout l'ensemble Loharingo-Carixien, avec un Domérien très réduit, condensé et finement gréseux, reposant par l'intermédiaire d'un banc attribuable au Carixien supérieur au Sud (Aurières, fig. 18, 19 ; Cavailiac, ROUIRE & ROUSSET, 1973) sur le "Sinémurien", au Nord (Le Pompidou, FLEURY, 1968), sur l'"Hettangien". A Aurières (fig. 19), la discordance angulaire est prononcée entre le "Sinémurien" (1) et le Lias moyen (2 - 7). La base du Lias moyen est finement gréseuse, la fraction détritique étant constituée avant tout de dolomie jaune. La surface de contact est littéralement tapissée de bélemnites à phragmocônes phosphatés (2)*. Les éléments de datation (Arietoceras sp., Amaltheus margaritatus MONTF.) sembleraient indiquer la partie sommitale du Domérien moyen (5).

Le Domérien supérieur (6) est caractérisé d'une poussée détritique (7), amenant des éléments dolomitiques bréchiques et des clastics siliceux à grains grossissant vers le haut. La surface du banc est enduit d'un encroûtement phosphaté (8), puis surmonté de l'oolithe d'Aurières (9) daté de la sous-zone à lusitanicum, lui-même à nouveau couvert d'une pellicule phosphatée d'origine stromatolithique (10) (Pl. 14/2).

A l'Ouest de l'Hérault, la série se complète à nouveau. Les faciès ne sont pas toujours très voisins de ceux de la bordure occidentale du seuil des Cévennes, toutefois les discontinuités semblent facilement corrélables. Au Col du Lac, les dolomies "hettangiennes" sont surmontées d'importantes assises de calcaires siliceux, surmontant des niveaux un peu plus marneux, glauconieux ou gréseux. Ces assises sont attribuées par GEZE (1979) au Lotharingien/Carixien, et on pourrait y reconnaître un équivalent faciel de la formation des Bondons. Très nettement en rapport avec la poussée détritique du Lempézou, ces calcaires à cherts sont couverts de grès grossiers, se terminant par une brèche à éléments cristallins anguleux et à quartz. Sur une surface oxydée, les marnes domériennes s'installent sans l'intermédiaire d'un niveau transgressif. Elles diffèrent de celles des Causses par leurs bancs marnocalcaires puis siliceux qui s'intercalent dans le régime marneux. Les bancs siliceux deviennent plus détritiques : c'est la poussée détritique du Domérien supérieur qui s'annonce. Le sous-étage se termine par quelques mètres de grès grossiers, parfois microbréchiques, à débris cristallins, dolomitiques et quartz, accompagnés d'entroques. Toutefois, ces bancs sont parfois granoclassés. L'état de l'affleurement ne permet pas de déceler l'origine de ce granoclassement.

* (Pl. 13/1,2).

Le Mas de la Place 1 Doublee 2 Combe Albert 3 Auriere 4 Col du Lac 5 Céras 6

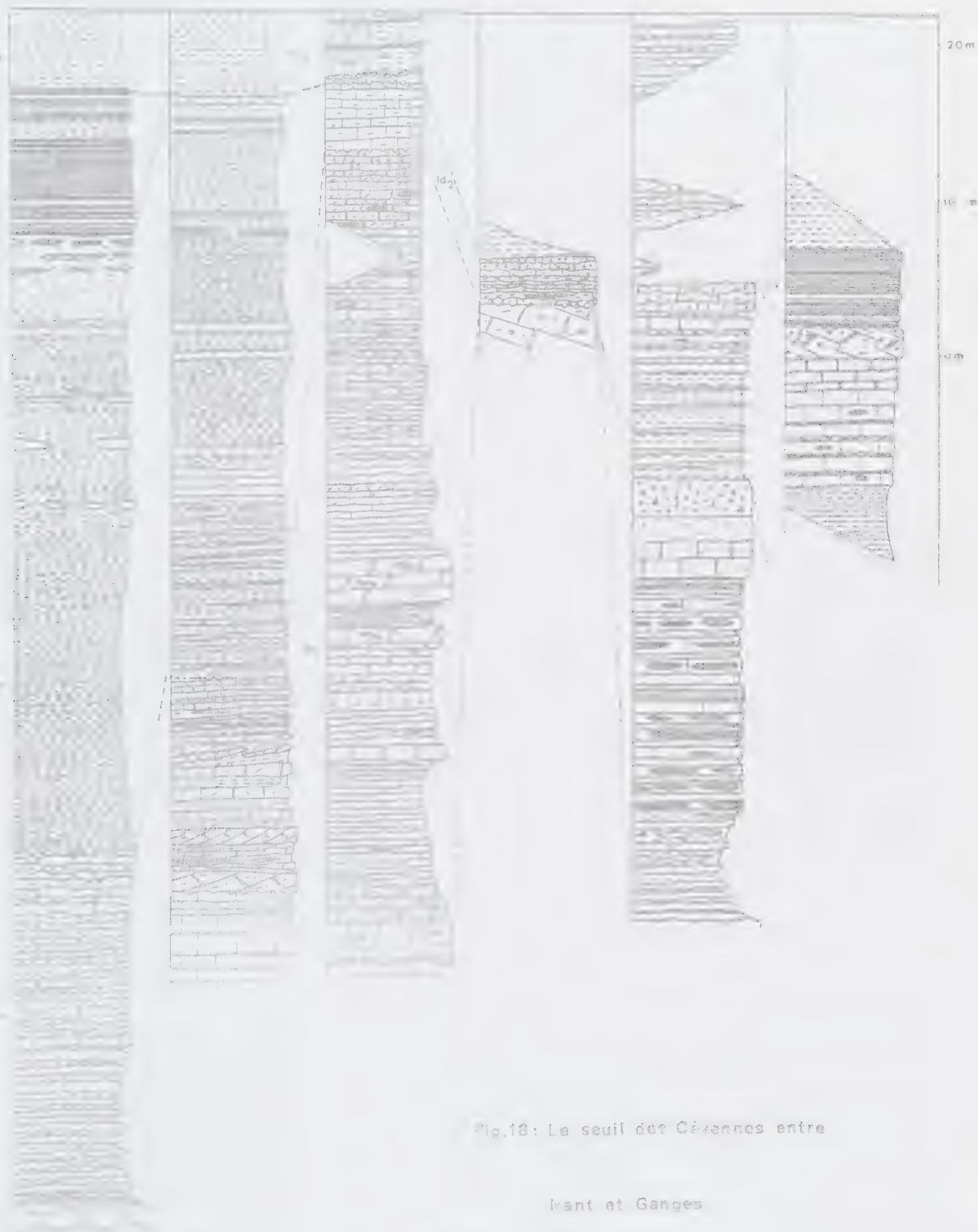


Fig.18: Le seuil des Cévennes entre

Massif et Ganges

Les Schistes Carton sont vraisemblablement absents, le Toarcien étant réduit à quelques mètres de calcaires marneux à gros grains de quartz et brachiopodes avant de passer aux calcaires à *Cancellophycus* de la base de l'Aalénien. A peine un kilomètre plus loin, en-dessous de Cézas, les séries sont déjà bien plus développées. Des glissements synsédimentaires sont nettement reconnaissables dans les grès du Domérien supérieur. Ils montrent des stratifications obliques grossièrement perturbées indiquant une provenance de l'Ouest. Ils sont en contact tectonisé avec une formation des Schistes Carton bien développée sous un faciès euxinique habituel. L'épaisseur des marnes toarciennes, qui renferment encore quelques intercalations calcaires, ne peut pas être évaluée, vu les complications d'ordre tectonique qui affectent la partie orientale de la Montagne des Cagnasses.

c) Le dôme de Gorniès (fig. 18, 19, 21).

Le dôme de Gorniès est réputé être un îlot émergé pendant tout le Lias moyen et supérieur, depuis que les ouvrages miniers dans la vallée de la Vis ont permis de démontrer l'existence d'un contact sédimentaire entre le Lias inférieur et le Dogger, accompagné d'une discontinuité angulaire. En fait, les lacunes complètes semblent être plutôt ponctuelles. Toutefois, les variations de faciès et d'épaisseurs sont extrêmement rapides (PETIT et al., 1973). PETIT et al. ont appliqué à la "retombée méridionale du "dome" un modèle de tectonique synsédimentaire qui semble bien expliquer les particularités sédimentologiques affectant la bordure Sud du Causse du Larzac entre Les Salces et le Col des Vents. La position particulière du dôme, au carrefour entre les anciennes structures qui délimitent le seuil languedocien et les structures liasiques délimitant le seuil cévenol, permet en effet de chercher une solution tectonique au problème du dôme, tectonique qui aurait géré la sédimentation au Lias moyen et supérieur. Les particularités sédimentologiques et stratigraphiques doivent pouvoir démontrer ou infirmer l'exondation du dôme de Gorniès. Bien que la question tectonique soit traitée dans la troisième partie, c'est ici que la question sédimentologique doit trouver sa réponse.

Au Nord du dôme, la meilleure coupe est celle d'Aurières (fig. 19). On y constate une discontinuité angulaire. Tous les éléments de la coupe sont caractérisés par des surfaces durcies, matérialisant probablement le caractère lacunaire de la série. Les surfaces des bancs sont ondulées, parfois ravinées. La glauconie est extrêmement répandue. La base du Domérien

supérieur contenant de magnifiques Thalassinoides sp. tranche nettement avec les assises sous-jacentes*. Les calcaires à entroques sont en contact avec les grès et microbrèches qui les ravinent. Les discontinuités sommitales du Domérien et de l'oolithe d'Aurières ne sont pas accompagnées de discordances angulaires.

Les faciès changent rapidement à l'Est et à l'Ouest d'Aurières. Selon ROUIRE & ROUSSET (1973), la série se réduirait au Sud de Cavaillac à quarante centimètres de calcaires à entroques et Amaltheus margaritatus MONTF., surmontés immédiatement de calcaires à Cancellophycus de l'Aalénien. Elle serait superposée non au Sinémurien, comme à Aurières, mais à l'Hettangien et il y aurait lacune du complexe encrinitico-gréseux du Domérien supérieur, de l'oolithe d'Aurières et des marnes à aalensis.

Cette coupe, qui ne paraît plus accessible aujourd'hui, est surprenante en raison de la disparition de certains termes que l'on trouve partout ailleurs sur le seuil des Cévennes (Domérien supérieur). Toutefois, selon ZISERMANN (1964), même à Aurières le Domérien supérieur serait absent. A l'Ouest d'Aurières, la coupe d'Alzon (sur la route d'Alzon à Campestre) montre une surface "sinémurienne", encrustée de bryozoaires, vraisemblablement surmontée directement de quelques mètres de marnes et de marnocalcaires (Aalénien). Il y a donc disparition du Lias moyen et de l'oolithe d'Aurières et réduction importante du Toarcien supérieur par rapport à Aurières.

Située à une douzaine de kilomètres au Sud-Ouest d'Alzon, la coupe de Latude, en bordure immédiate de la faille de l'Escalette, montre un Lias moyen réduit, ferrugineux et détritique (dolomies, quartz) avec Schistes Carton manquant et Toarcien supérieur réduit.

Au Mas Audran (à 7 km au WSW de Latude, toujours en bordure de la faille de l'Escalette), les influences bassinales sont déjà plus prononcées. La coupe se rapproche de celle des Sièges (fig. 21, coupe 10).

Les faciès au Sud de la faille de l'Escalette seront décrits plus loin. Toutefois, à l'extrémité orientale de la bande de sédiments liasiques reliant le Col du Perthus à St-Pierre de la Fage (fig. 21), on retrouve une coupe analogue à celle d'Alzon, avec un Toarcien supérieur réduit reposant immédiatement sur le Sinémurien.

* (Pl. 10/4).

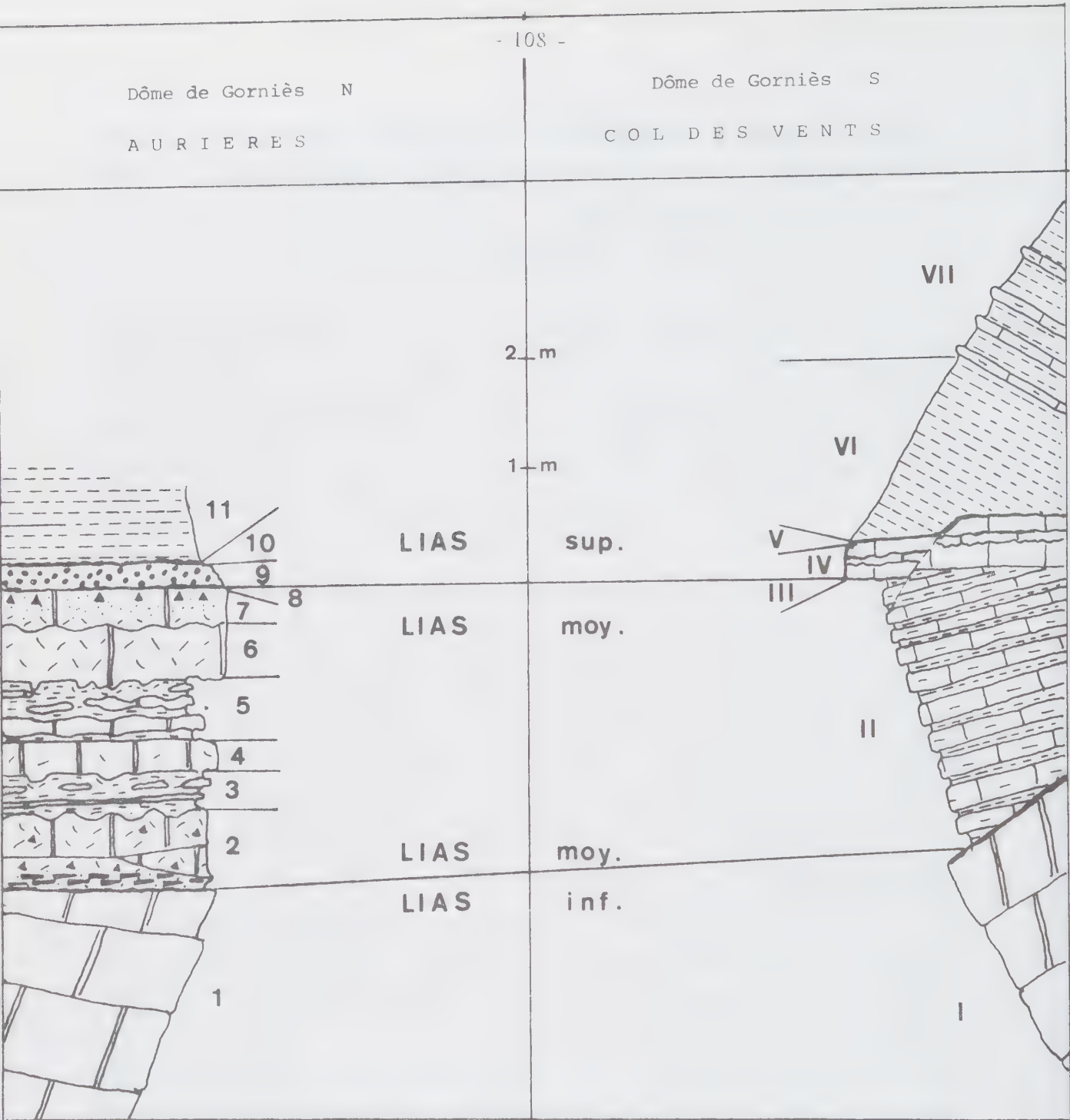


Fig. 19: Faciès, discontinuités et discordances angulaires
au Nord et au Sud du "dôme de Gorniès".

cf. fig. 18, 21.

Localiation des coupes: cf. fig. 1.

Légende: v. texte.

Aux alentours de Madières (sur la D.48 entre Madières et Montdardier et près du Grenouillet sur la D.25) le Toarcien supérieur est présent. Dans la petite gorge au Sud de Madières les contacts entre Lias inférieur, supérieur et Dogger pourraient être similaires à ceux décrits par PETIT et al. (1973) près des Salces (BODEUR, communication orale).

Au Nord de Gorniès (cf. AUBAGE & LEFAVRAIS-RAYMOND, 1974), le Lias moyen et supérieur sont absents.

Au Sud du dôme, au voisinage immédiat de la faille des Cévennes, on retrouve à nouveau une série plus complète près de la bergerie du Cabanou au Col des Vents (fig. 19) (voir PETIT et al., 1973).

Coupe de la Bergerie, P.621, première épingle de la D.9 après le Col des Vents.

Coordonnées : 690°900/160°100 (base).

A la base de la coupe on trouve des dolomies saccharoïdes en bancs massifs, couverts d'une pellicule ferrugineuse qui recouvre les rebords de petites failles orientées N 30 E. Cette formation dont aucune structure sédimentaire ne persiste, peut être rapportée au "Sinémurien". Les couches plongent avec trente degrés vers le NW (315/30).

Elles sont surmontées, en légère discordance angulaire (325/35), par quelques mètres de calcaires marneux à entroques, alternant avec des niveaux marneux. Ces calcaires, qui se rapportent au Domérien, ne sont pas affectés par les failles du Sinémurien (II).

Une discontinuité angulaire assez prononcée (III) met en contact les wacke- et packstones domériens avec un banc de mudstones (IV), lui-même traversé de plusieurs failles orientées N-S à N 20 E. Une croûte ferrugineuse et phosphatée enrobe la surface orientée 340/30 ainsi que les plans de faille (V). Le mudstone, qui s'avère être une succession de hardgrounds en lame mince, contient plusieurs zones du Toarcien moyen et supérieur (MATTEI, 1961 ; MATTEI & COUDRAY, 1979). Les niveaux les plus anciens qui soient représentés appartiennent à la sous-zone à lusitanicum (MATTEI, oralement). Le Toarcien inférieur ne serait donc pas présent.

Les marnes à Pleydellia (VI) reposent à leur tour en nette discontinuité sur le mudstone Toarcien. L'orientation des marnes est de 340/20.

Elles sont surmontées d'alternances de marnes schisteuses et de marnocalcaires (20/10) (VII). La phase calcaire devient plus importante vers le haut. Ce terme prend de l'ampleur peu à l'Ouest, en-dessous du Roc Traucat, où on trouve également des traces de slumps (Explications : v. P. III ; PETIT, BOUSQUET & MATTEI, 1973). On constate donc quatre discontinuités angulaires entre le Sinémurien et l'Aalénien, illustrant la mobilité accrue de la retombée méridionale par rapport à la retombée septentrionale du "dôme" de Gornières. En plus, on constate que les faciès domériens et toarciens n'ont rien en commun avec ce qu'on trouve sur le seuil languedocien d'une part et avec les faciès sud-cévenols d'autre part.

Les affleurements coincés entre les diverses failles du faisceau des Cévennes, entre Pégairolles de Buèges et Brissac ne permettent que de constater la présence de marnes du Toarcien supérieur et d'un niveau marneux alternant avec des bancs marnocalcaires, éventuellement attribuable au Domérien (voir St-Martin de Londres 1 : 50.000) et c'est à la coupe du Col du Lac que se terminera le tour du dôme de Gornières (fig. 18) où on se remémorera les arrivées grossièrement détritiques du Carixien supérieur et du Domérien supérieur ainsi que la concordance des dépôts.

Pour conclure voici les critères qui peuvent aider à élucider le problème des "émersions" du dôme de Gornières entre Sinémurien et Aalénien :

- Les lacunes complètes du groupe de Rivière sont extrêmement rares et strictement localisées au Nord de Gornières.
- L'ensemble Lotharingien supérieur-Carixien manque dans le prolongement du seuil languedocien où des paléoreliefs ont pu être mis en évidence entre le Sinémurien et le Domérien.
- Le Domérien est souvent présent avec des faciès et des épaisseurs très variables ; là où il manque (par exemple route Alzon-Campestre), la surface du Lias inférieur montre plutôt des traces de haut-fond sous-marin que d'émersions (encroûtement de bryozoaires).
- Le Toarcien inférieur manque dans tout le domaine du dôme de Gornières.

- La reprise de sédimentation s'effectue de part et d'autre du dôme avec la sous-zone à lusitanicum ; toutefois si au Nord ces assises sont formées d'une oolithe ferrugineuse couverte d'un hardground phosphaté et stromatolithique, la série condensée au Sud illustre une sédimentation plus ou moins complète, quoique très réduite.
- Les marnes à Pleydellia indiquent une communication presque libre entre le bassin des Causses et le bassin du Bas Languedoc.
- A part au Carixien et éventuellement au Toarcien inférieur, aucune preuve directe d'émersion (paléosols, paléokarsts, niveaux détritiques grossiers de type Lempézou) n'a pu être décelée).
- Pourtant, les faciès au Sud et au Nord du "dôme" ne montrent aucune similarité ; ils ne semblent pas avoir été en contact les uns avec les autres.
- Un système de failles synsédimentaires axées entre N-S et N 30 E sillonnent les affleurements du Sud du dôme (PETIT et al., 1973).

Les particularités de la sédimentation aux alentours du dôme de Gornières semblent pouvoir être expliquées le plus aisément par un prolongement du type de tectonique synsédimentaire décrit par PETIT et al., entre Les Salces et le Col des Vents vers le Nord, découpant le soit-disant dôme en une série de petits bassins et hauts-fonds (parfois émergés mais le plus souvent noyés, voir MATTEI et COUDRAY).

d) Résumé

L'ensemble Lotharingien supérieur - Carixien est présent sur la bordure Sud-cévenole entre Meyrueis et Nant sous le faciès Combe-Albert. Une discontinuité majeure, gréseuse, sépare les deux étages. A l'intérieur des Cévennes, l'ensemble disparaît pour se reconstituer en bordure orientale des Cévennes au Col du Lac. Il semble absent entre la faille des Cévennes et la faille de l'Escalette.

A l'Ouest de Nant, l'ensemble est développé en grandes épaisseurs et en faciès bassinaux.

Près de Dourbias, l'intercalation de niveaux à entroques grossières dans les marnes de Villeneuve permet de supposer une participation domérienne à la formation de la Combe-Albert. L'évolution du Domérien entre Nant et Ganges montre d'abord des faciès bassinaux avec des marnes de Villeneuve et Couches Blanches à l'Ouest de Nant, puis des faciès intermédiaires entre formation de la Combe-Albert/formation de Fraissinet et formation de Villeneuve, puis avec la disparition des marnes un ensemble calcaire (Combe-Albert/Fraissinet). On trouve le Domérien à l'intérieur des Cévennes avec un faciès très condensé. Localement il manque, sans toutefois faire preuve d'émersions. En bordure occidentale du bassin du Bas-Languedoc, les faciès diffèrent notablement de celles du bassin des Causses.

Le Toarcien inférieur se trouve de part et d'autre des Cévennes sous son faciès habituel de schistes euxiniques. Une zone de transition entre les faciès bassinaux et la terre ferme, comme on la trouve en Rouergue et en Lozère, constituée de Schistes Carton réduits à faunes benthiques, semble manquer de part et d'autre des Cévennes méridionales. Seule, entre le Domérien à faciès de résédiment et les marnes de Fontaneilles, une mince pellicule bitumineuse à entroques et grains de quartz est présente à Trèves/Villaret et à la Combe-Albert.

Comme en Lozère et en Rouergue, la reprise de la sédimentation s'effectue avec la sous-zone à Iusitanicum. Sur le seuil des Cévennes, la série du Toarcien moyen semble lacunaire et caractérisée par une croûte stromatolithique. Elle est plus complète, quoique extrêmement réduite aux abords de la faille des Cévennes.

A partir de la zone à *aalensis*, le Sud du seuil des Cévennes est pratiquement submergé.

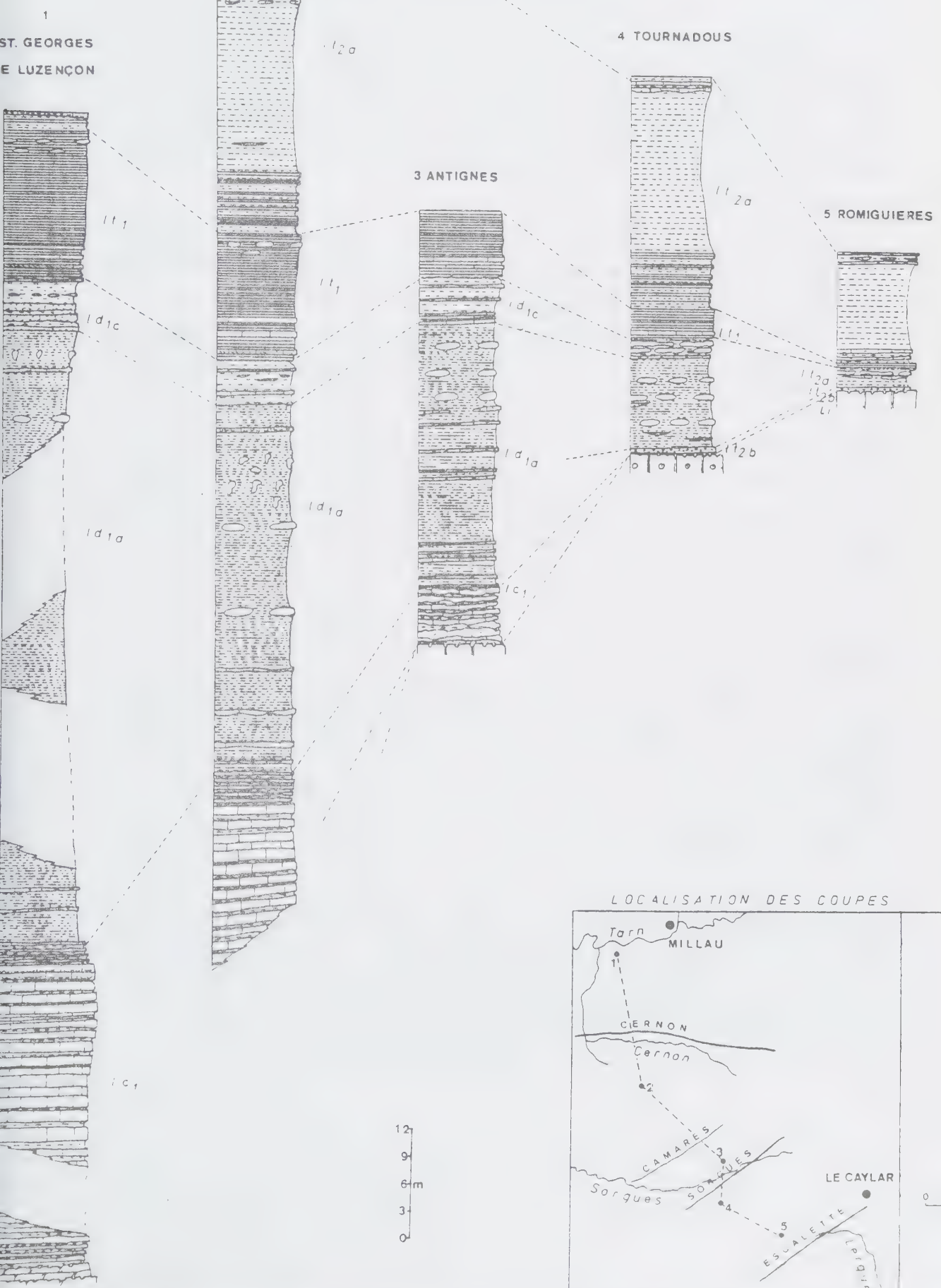
4 - Du bassin au seuil du Languedoc et au bassin du Bas-Languedoc

a) De Millau à la faille de l'Escalette (fig. 20)

Cette traversée montre le passage des faciès bassinaux présentant des influences de la bordure occidentale du bassin, aux séries plus réduites qui affleurent en approchant du seuil du Languedoc. Les réductions sont en relation avec quelques failles orientées N 50 E. Les plus importantes, mise à part la faille du Cernon orientée E-W, sont : la faille de Camarès, la faille de la Sorgue et la faille de l'Escalette (fig. 20).

fig. 20: Evolution des facies entre

Tarn et Escalette



Légenda v fig 5

Dans les coupes de Saint-Georges, de Saint-Rôme d.C., de Tournemire et de Saint-Paul, on retrouve tous les éléments qui caractérisent le groupe de Rivière dans la région-type (avec lacune éventuelle des termes du Domérien inférieur, MATTEI, 1971). Si les épaisseurs correspondent à celles mesurées dans la région-type pour l'étage Carixien, elles auraient tendance à diminuer dans le Domérien, pour augmenter pendant le Toarcien (fig. 23a-d). Ceci traduit la migration de l'axe central du bassin de l'Est vers l'Ouest entre Carixien et Toarcien.

Les épaisseurs augmentent également en remontant la vallée du Cernon. C'est ainsi qu'à Sainte-Eulalie, on note les plus grandes épaisseurs du Toarcien inférieur de toute la région.

A partir de Saint Paul-des-Fonts, la réduction de tous les étages est constante. A Saint-Beaulize, le Carixien semble être complet, mais immédiatement au Sud-Est de cette localité, près de Bosc et d'Antignes, il est réduit à sa partie supérieure, pour disparaître au Sud de la faille de la Sorgue près du Tournadous. La faille de la Sorgue semble également en rapport avec la disparition de la partie inférieure du Domérien ; au Sud de la faille apparaît une oolithe ferrugineuse à la base des marnes de Villeneuve (oolithe du Guilhomard).

Les réductions dans le Toarcien moyen se suivent de part et d'autre de la faille de la Sorgue (GUEx, 1972, 1975).

En approchant de la faille de l'Escalette, à partir du Clapier, les réductions de tous les étages deviennent plus sensibles. Le Domérien du Guilhomard est limité à quelques mètres de marnes couronnées de deux bancs de calcaires. Ce faciès remplace les traditionnelles Couches Blanches dès la faille de la Sorgue. Le Toarcien inférieur se réduit à quelques centimètres de Schistes Carton qui ne présentent toutefois pas les faciès plus oxygénés qui caractérisaient les bordures rouergates et lozériennes. A l'Est de Romiguières, près des Sièges (fig. 21), la formation de la Combe-Albert réapparaît en-dessous des marnes de Villeneuve. Ces calcaires, réputés Carixiens mais probablement ici d'âge Domérien, démontrent l'influence du seuil cévenol se manifestant à l'approche du Caylar.

b) Le seuil languedocien (fig. 21)

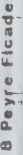
Cette communication entre le bassin des Causses et le bassin du Bas-Languedoc est connue depuis BOISSE (1870). Les différences avec les coupes situées immédiatement au Nord de la faille de l'Escalette (Autignaguet, Roqueredonde, Romiguières et Le Caylar) sont importantes (fig. 21). En laissant de côté la coupe de St-Piere-de-la-Fage dont la position particulière à l'orée du dôme de Gorniers a été discutée plus haut, on constate que d'une part les réductions s'effectuent du Sud au Nord (réductions maximales à l'Escalette et à la Beaume Rouge), d'autre part d'Ouest en Est (réductions de Murène vers La Sambuguède) et finalement d'Est en Ouest (réductions du Col du Perthus vers la Borie Noble), (fig. 21). Cette configuration laisse pressentir la présence d'un paléorelief que les récents travaux d'élargissement de la N.9 au Sud de la faille de l'Escalette ont en effet permis de mettre en évidence (voir coupe 2, fig. 21).

Si le Lotharingien supérieur et le Carixien semblent faire totalement défaut sur le seuil (1), les faciès Domériens sont présents comme au Nord de la faille de l'Escalette, avec une oolithe du Guilhomard surmontée, parfois par l'intermédiaire d'un mince niveau argileux, des calcaires bleus à phosphate du Domérien supérieur. Dans ces calcaires, des remaniements de faunes du Domérien inférieur ont pu être mis en évidence (coupe de la Coste Ubague). Entre La Sambuguède et Saint-Etienne de G., la zone de contact entre le Domérien et les Schistes Carton est formée par une brèche à composantes phosphatées en matrice gypseuse*. Ce sont les seuls évaporites rencontrés dans tout le Lias moyen et supérieur des Causses (P. IV).

Les Schistes Carton, bien que réduits en épaisseurs, ne contiennent pas de faunes benthiques. Leur épaisseur varie rapidement sur courte distance (voir coupe La Sambuguède, fig. 21), sans que ceci soit lié à l'action de

(1) Je renvoie le lecteur à p. , où la présence d'un Lotharingien supérieur entre Murène et le Mas Caylar est proposée sur la base de datations incertaines. S'il est présent, il s'agit toutefois d'assises de très faible épaisseur. Par ailleurs, AUBAGUE et al., 1977 et MICHARD et al., 1979 insistent sur la présence d'une "paléobosse de Murène", à l'Est de laquelle on trouverait une vingtaine de mètres de Lotharingien supérieur (sensu zone à raricostatum). En attendant la première ammonite, je préfère attribuer ces puissants calcaires au "Sinémurien".

* (Pl. 10/2).



failles synsédimentaires. Ils colmatent donc un paléo-relief préexistant*. Dans la zone d'augmentation d'épaisseur, des glissements intralaminaires ont été observés. Le Toarcien moyen est toujours représenté par le niveau de Murène, surmontant le plus souvent quelques bancs lumachelliques à ammonites (Hildoceras lusitanicum SIMPS. à Murène et au Mas Caylar ainsi qu'à la Coste Ubague, Fimbrilitoceras fimbriatum à la Beaume Rouge), mais parfois (Escalette, Sambuguède) en contact direct avec les Schistes Carton.

Les zones à pseudoradiosa (avec une courte recrudescence du faciès phosphaté), puis à aalensis traduisent le retour d'une communication libre entre les Causses et le Bas-Languedoc.

c) La coupe du Pic Saint-Loup : les faciès du Bas-Languedoc (fig. 22)

Les gisements de la partie cenrale du bassin du Bas-Languedoc sont très rares, épars et mal affleurants. De plus, il est difficile de savoir si les différents affleurements (Clermont, Bédarieux, St-Georges-d'Orques, Pic St-Loup) font bel et bien partie d'un seul bassin, ou si, parallèlement aux Causses et au Bas-Languedoc, il y a eu un développement de plusieurs bassins à sédimentation marneuse.

La coupe du Pic St-Loup semble pourtant prédestinée à servir d'exemple des faciès bas-languedociens, non seulement grâce à ses affleurements de qualité acceptable, mais aussi parce qu'elle paraît être en continuation directe avec les coupes du Col du Lac et de Cézas, présentant la bordure occidentale du bassin du Bas-Languedoc.

La base de la coupe se situe dans un ravin à l'Ouest du domaine de Mortières et se suit jusqu'au chevauchement du Lias marneux sur le Jurassique supérieur à la faille du Pic St-Loup.

La base de la coupe est constituée de calcarénites siliceux à bélemnites et faune benthique abondante (1). Les surfaces des bancs sont parfois oxydées. Au sommet, quelques ammonites à costulation forte indiqueraient éventuellement le Lotharingien supérieur (*Paltechioceras* ?). Selon GEZE (1979), l'ensemble sous-jacent se rapporterait au Lotharingien (zones à *oxynotum* et *raricostatum*).

* (Pl. 9/3).

Fig. 22) La coupe de Cazevieille / Pic Saint-Loup: Mortières

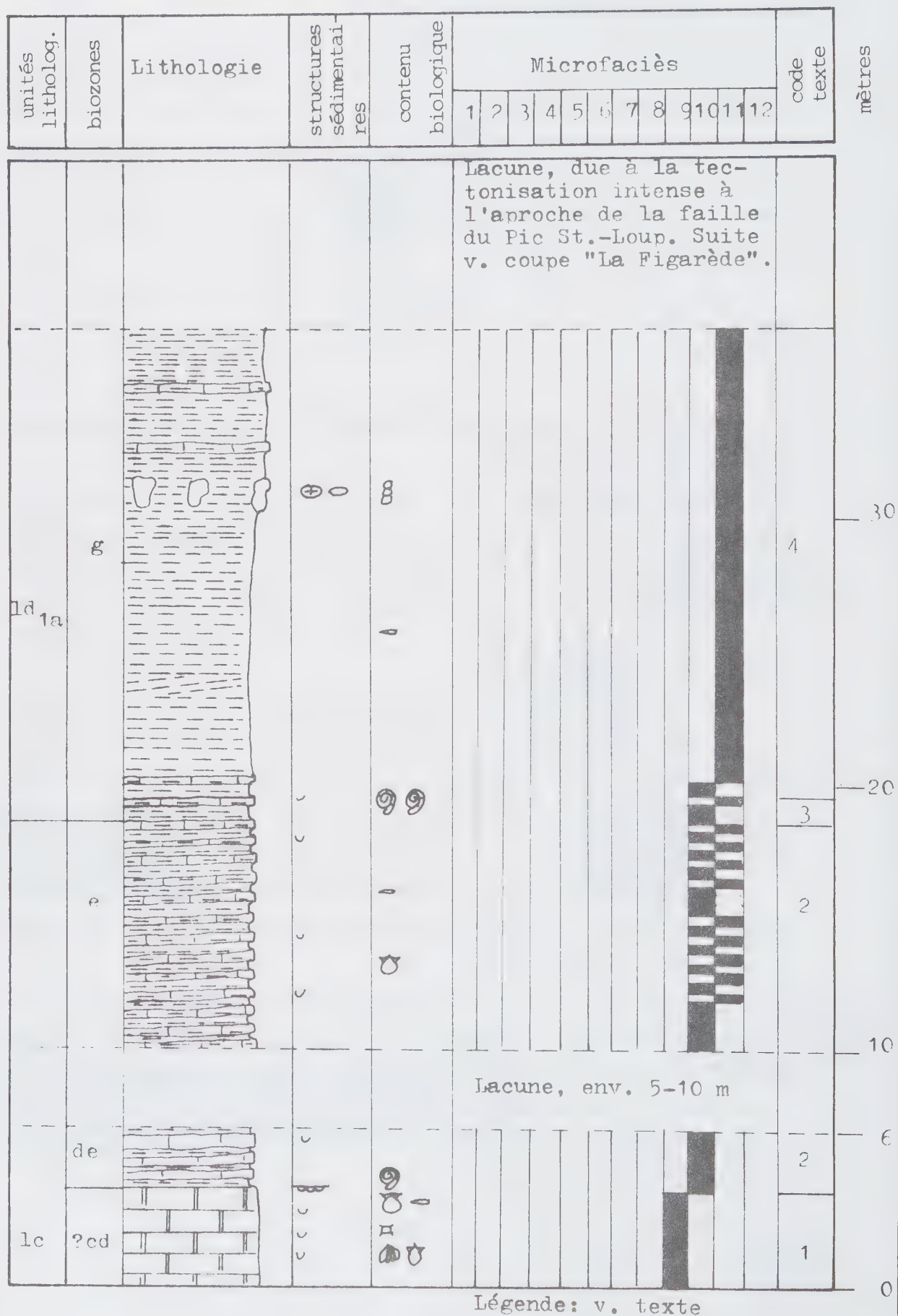
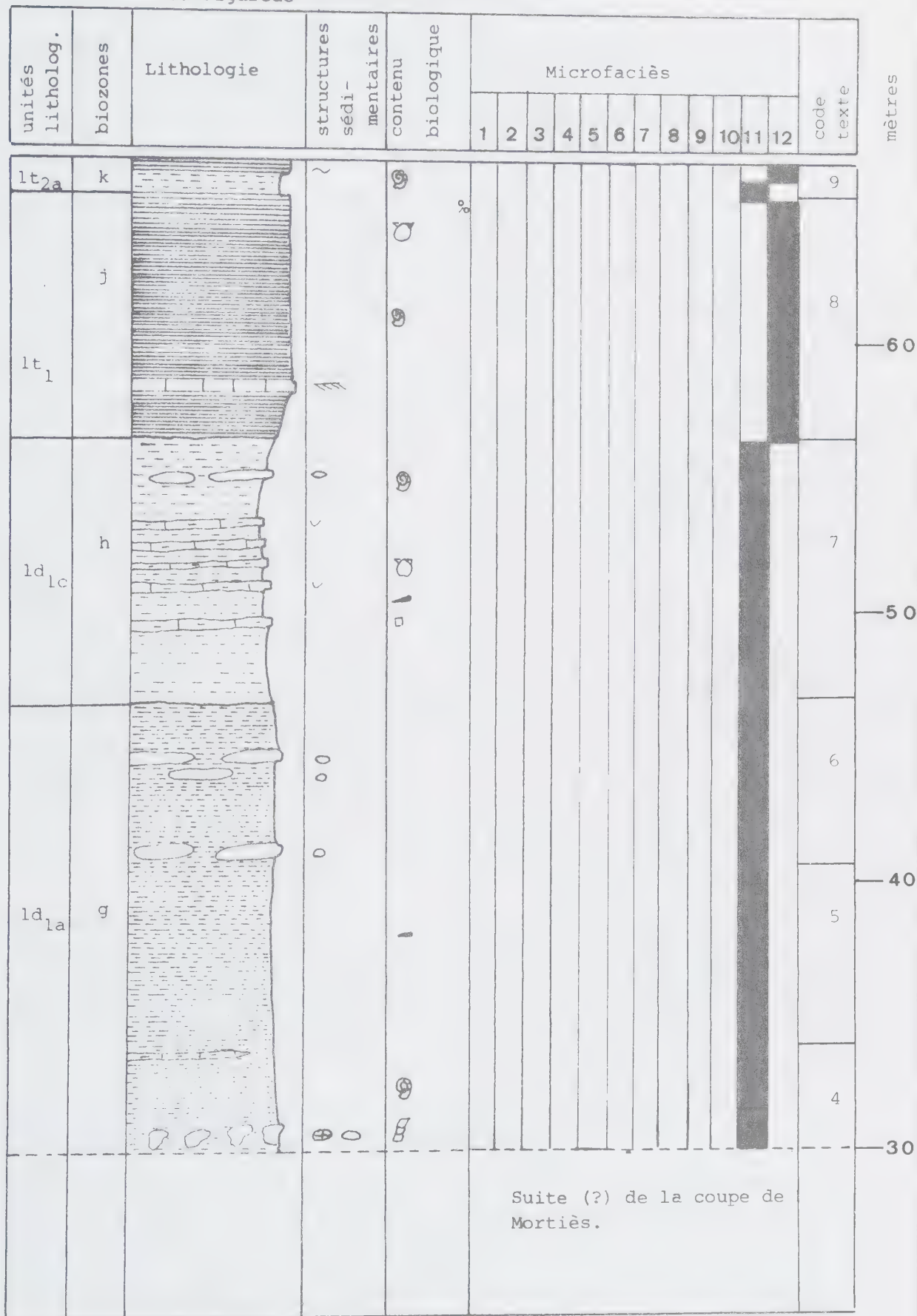


Fig. 22): La coupe de Cazevieille / Pic Saint-Loup (Bas-Languedoc)
La Figarède



Légende: v. texte.

On suit ensuite, perturbées par la tectonique tertiaire, des alternances très régulières de marnes et de marnocalcaires, qui correspondent au Carixien (2). La base de la série marneuse est caractérisée par quelques bancs marno-calcaires livrant de fréquentes ammonites, notamment Fuciniceras sp. (3).

Les marnes qui suivent sont intensément tectonisées à l'approche de la faille du Pic Saint-Loup ; localement on observe même des plis isoclinaux (4). Un niveau à Tisoa sp. et septarias qui suit près de la base de la série marneuse peut éventuellement être corrélé avec les niveaux correspondants dans les Causses.

La suite de la coupe se trouve de l'autre côté de la D.113, en-dessous de l'église en ruine près du domaine de La Figarède.

On retrouve les niveaux à septarias surmontés de quelques bancs marnocalcaires que nous avons quittés près de Mortières (4). Un grand nombre de petites failles rend difficile la levée de la coupe. On distingue un niveau essentiellement marneux (5), puis quelques niveaux à gros nodules calcaires (6).

Le Domérien supérieur est, comme dans les Causses, bien individualisé sous le faciès des Couches Blanches (7). Plusieurs accidents calcaires interrompent la série marneuse. Dans le dernier des bancs, M. AEBLI de Zurich découvrit une ammonite harpocératide, apparentée à Paltarpites paltus BUCKM. (GABILLY, 1977, pl. 3, fig. 1,2). Si la détermination était confirmée, une parallélisation avec la forme décrite par MATTEI (1971) serait fort intéressante. Les Schistes Carton ressemblent à ceux des Causses, sans toutefois avoir leur richesse en faune. La varvation qui caractérise les niveaux inférieurs des Schistes Carton caussenards semble également faire défaut (9).

La forte schistosité qui affecte les marnes toarciennes rend difficile la distinction des couches en échelons, de même que tout essai de biostratigraphie des marnes du Toarcien moyen et supérieur est devenu aléatoire depuis que les talus marneux sont pillés par les collectionneurs d'ammonites (GEZÉ, 1979) (9).

On constate donc une grande symétrie d'évolution des faciès entre bassin des Causses et bassin du Bas-Languedoc. Le Carixien est un peu plus régulier, le Toarcien supérieur un peu moins épais dans le bassin bas-languedocien. L'Aalénien est présent, non plus sous forme de calcaires à *Cancellolophycus*, mais sous forme d'alternances de marnes et de calcaires siliceux à gros bancs, faciès qui apparaît déjà près du Col des Vents. Sinon, au détail

près, la corrélation lithologique semble parfaite (niveaux à septarias du Domérien, "banc à Leptolepis" dans les Schistes Carton). En ce qui concerne les différences aux niveaux biostratigraphiques, le lecteur est renvoyé à MATTEI (1961).

d) Résumé

Le Lotharingien supérieur/Carixien est représenté sous le faciès de la formation du Bourg du Tarn à la Sorgue, en diminuant continuellement d'épaisseur. Peu au Nord de la Sorgue, seul le Carixien supérieur est représenté. Les calcaires à entroques réputés Carixien près du Caylar peuvent être éventuellement associés au Domérien. Le caractère de haut-fond du seuil languedocien pourrait être souligné par des édifices de polypiers associés à des faciès glauconieux à ammonites près de la bergerie de Murène, toutefois les éléments de datation sont vagues. Un paléorelief érodant les calcaires "sinémuriens" et colmaté par le Domérien puis par les Schistes Carton a été mis en évidence près de La Sambuguède.

Au Domérien, presque tout le seuil du Languedoc est couvert de sédiments hautement condensés. Le faciès de base, l'oolithe du Guilhomard, se suit au Nord jusqu'à la faille de la Sorgue. C'est ici que les Couches Blanches bassinales passent à des calcaires phosphatés, dans lesquels des remaniements ont localement pu être démontrés. A l'Est du seuil, ces calcaires passent à une brèche à matrice gypseuse.

Dans le Bas-Languedoc, les faciès se parallélisent facilement avec les coupes bassinales des Causses.

Le Toarcien inférieur couvre définitivement tout le seuil et colmate les dernières irrégularités dans la topographie. Vers l'Est, aux portes de St-Pierre, ce faciès disparaît à son tour. Une formation analogue aux Schistes Carton des Causses se retrouve dans le Bas-Languedoc.

Le Toarcien moyen finalement est caractérisé sur le seuil languedocien, comme en bordure cévenole ou rouergate, par des marnes très condensées à fossiles phosphatés, appelées le niveau de Murène.

Fig. 23 a: CARTE DES ISOPAQUES ET DES FACIES (interprétation)



-  Emersion probable
-  Emersion possible, haut-fond marin
-  Fm. des Bondons, + Fm. du Lempézou
-  Fm. des Bondons
-  Fm. de la Combe-Albert
-  Fm. du Bourg

E - RESUME ET CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

Ce chapitre n'est consacré qu'à des conclusions rudimentaires et strictement liées à la géologie de terrain. Des conclusions plus approfondies seront tirées après l'apport des études effectuées en laboratoire.

I - Lotharingien supérieur/Carixien (fig. 23a)

Quatre formations ont été définies sur les Causses :

a) **La formation du Bourg** caractérise cet intervalle dans le bassin proprement dit et sur le seuil du Rouergue. Elle est divisée en deux membres :

- le membre de Mende est en général peu épais, légèrement gréseux et montre une prédominance de faune benthique. C'est le premier niveau à pourcentage argileux important et le premier niveau à livrer fréquemment des ammonites. Près de la localité-type, la série devient plus épaisse et "turbiditique". Le faciès du centre du bassin est classé par MICHARD et al. (1979) comme milieu envase, pyriteux, à sédimentation continue et euxinique. A l'Est de la zone turbiditique, on trouve des faciès de plate-forme, puis des faciès détritiques. Plus au Sud, le membre de Mende manque au-delà d'un système de failles orientées N 50 E. Il passe latéralement aux termes inférieurs des formations des Bondons respectivement de la Combe-Albert.
- Le membre marnocalcaire, de faciès plus homogène, est constitué d'alternances marnes-marnocalcaires. Dans l'axe central du bassin, l'étage entier semble représenté, mais la série est lacunaire et souvent réduite au Carixien supérieur à l'approche des zones hautes. L'influence des failles N 50 E près de la bordure Sud est toujours importante. La série marnocalcaire passe latéralement à la formation des Bondons ou à la formation de la Combe-Albert.

b) **La formation des Bondons** correspond à l'intervalle Lotharingien supérieur/Carixien en bordure lozérienne entre Le Bleymard et Meyrueis. Elle est formée de marnocalcaires à entroques et passe ensuite à des calcaires dolomitiques à chailles qui témoignent d'un régime saumâtre. La reprise de la sédimentation marine s'effectue par l'intermédiaire d'une lumachelle à Entolium sp., puis d'un hardground contenant des faunes du Carixien supérieur

au Nord, du Carixien moyen au Sud du domaine où la formation des Bondons est répandue. Les lignes de faciès sont strictement orientées N 20 E. La formation des Bondons passe à l'Est à un faciès côtier, la formation du Lempézou, à l'Ouest à la formation du Bourg. Un faciès analogue se retrouve à l'Est des Cévennes.

c) La formation de la Combe-Albert est un ensemble de calcaires à entroques à épisodes détritiques. Elle caractérise l'intervalle considéré, ainsi que la base du Domérien entre Meyrueis et le seuil du Languedoc. Elle s'oriente N 20 E jusqu'aux abords de Nant, où elle s'infléchit dans la diverticulation du Caylar suivant les structures N 50 E du seuil languedocien (fig. 23a). A l'Ouest, il existe des interférences de faciès avec les séries bassinales. Vers l'Est, la formation de la Combe-Albert est soit en position côtière, soit en bordure d'un haut-fond sous-marin.

d) La formation du Lempézou qui surmonte une formation des Bondons réduite en bordure immédiate de la terre ferme, est caractérisée par une phase clastique importante, qui traduit la nature des roches affleurant sur la terre voisine : quartz et feldspath en provenance du granite du Mont Lozère au Nod, schistes et gneiss cévenols plus au Sud dans la Montagne des Cagnasses. Son orientation est gérée par la masse de terre émergée voisine dont elle épouse les formes. Elle passe à la formation des Bondons, sans que l'on constate des interférences de faciès.

On constate dès le Lotharingien supérieur (MICHARD et al., 1979) la prise d'influence nette d'un système structural orienté N-S à N 30 E qui forme un sillon enfoncé en bordure des Cévennes et tente de se surimposer aux systèmes tectoniques hérités de l'Hercynien. Cet ancien système reste toujours actif ; il se manifeste par la présence d'un haut-fond au Nord du détroit de Rodez (correspondant au bord septentrional du graben Permien de Rodez) et surtout par la nette inflexion de l'axe du bassin à la hauteur de Meyrueis, où le bassin adopte franchement l'orientation de l'ancien bassin Permien de Saint-Affrique.

L'axe cévenol était probablement entièrement émergé : les communications avec la Mésogée étaient très restreintes. La communication avec l'Aquitaine était libre.

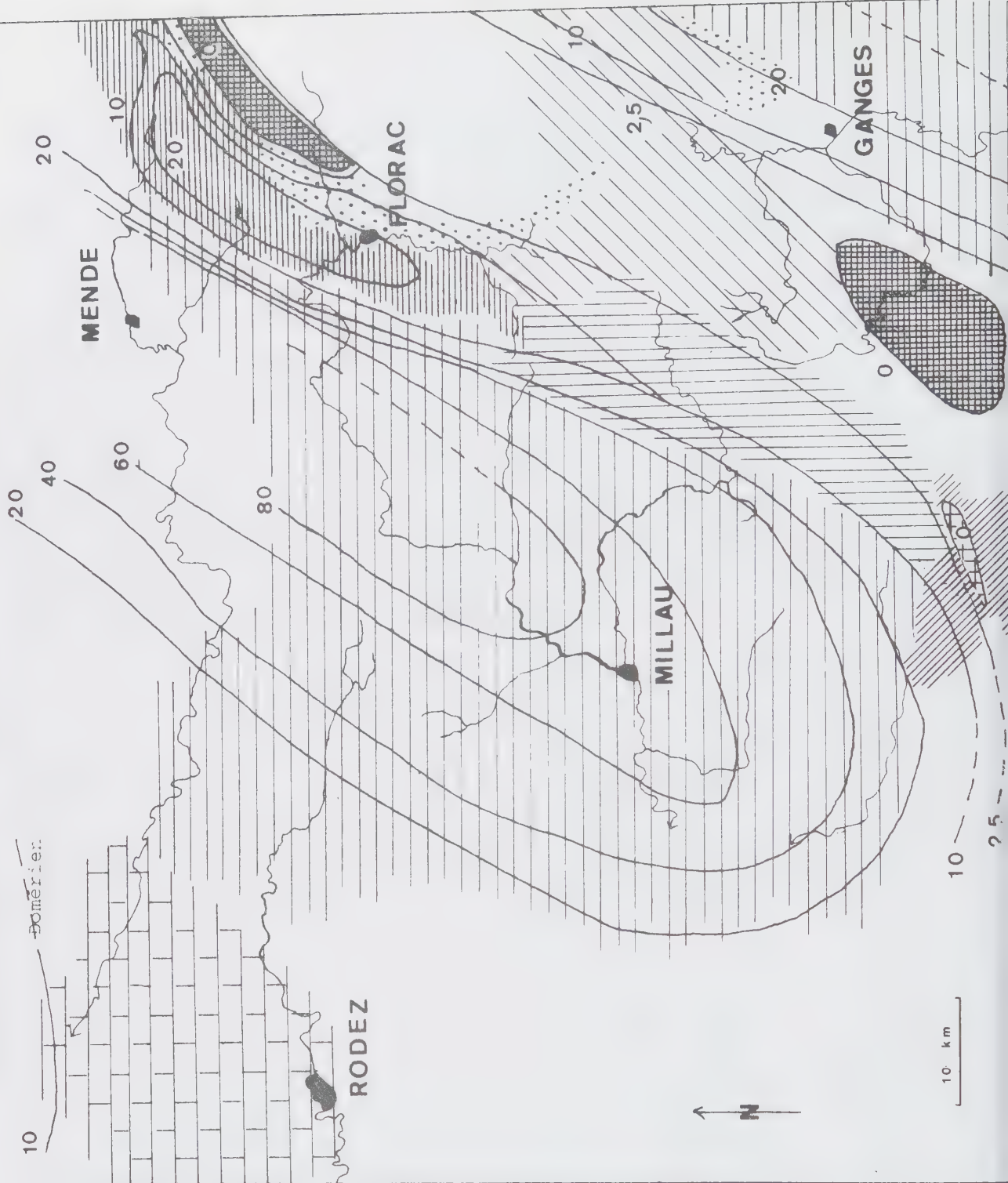
2 - Le Domérien (fig. 23b)

Deux formations, dont l'une a été divisée en quatre membres, caractérisent cet intervalle :

a) la formation de Villeneuve a été définie dans le bassin, sur le seuil du Languedoc et sur le seuil du Rouergue. Dans le bassin proprement dit, ainsi que sur le seuil du Rouergue, on distingue à la base :

- les marnes de Villeneuve : ce sont des marnes grises à rares intercalations marnocalcaires. Leur épaisseur atteint une centaine de mètres dans les zones de plus grande subsidence, mais se réduit considérablement sur les bordures, avec la disparition des termes inférieurs de l'étage. Les marnes de Villeneuve passent à l'Est à la base de la formation de Fraissinet. A l'Ouest et au Nord, aucun indice d'une limite de l'extension du faciès ne peut être mis en évidence. Au Sud, les marnes de Villeneuve sont partiellement ou entièrement remplacées par l'oolithe du Guilhomard.
- Les Couches Blanches ont pratiquement la même aire de répartition que les marnes de Villeneuve ; elles caractérisent le faciès bassinai de la partie supérieure de la formation de Villeneuve. Toujours riches en faunes pélagiques, ces marnes montrent néanmoins une réapparition spectaculaire des éléments benthiques. Le lamelibranche Plicatula spinosa indique le faciès. Les marnes ont une altération typiquement blanchâtre et sont interrompues par de nombreux accidents calcaires. L'épaisseur est toujours nettement inférieure à celle des marnes de Villeneuve. En bordure, les faciès deviennent plus calcaires. En Lozère, les bancs calcaires sont caractérisés par des structures de slumps. En Rouergue, l'apparition de chenaux parfois granoclassés indique un proche changement de faciès. Sur le seuil languedocien, les marnes passent à des calcaires phosphatés avec remaniement de faunes, puis à des brèches à matrice gypseuse. Dans le centre du bassin, le niveau de contact entre les Couches Blanches et la formation des Schistes Carton est caractérisé par des nodules phosphatés noirs et des bélemnites tarraudées dans une matrice d'argile altérée rouge.

Fig. 1. - Carte des isopaches et des faciès (interprétation)



Emergence possible

Emergence possible, naut-fond marin

Fm. de Fraissinet sur: Lias inf.

Fm. de Fraissinet sur: Fm. du Lempézou

Fm. de Fraissinet sur: Fm. des Bondons

Fm. de Fraissinet sur: Fm. de la Combe-Albert

Oolithe du Guilhomard

Marnes de Villeneuve et couches blanches

Marnes de Villeneuve et calcaires de Salles

- L'oolithe du Guilhomard caractérise la base de la sédimentation pélagique là où l'ensemble Lotharingo-Carixien n'avait préalablement pas été déposé, c'est-à-dire au Sud de la faille de la Sorgue. Elle est constituée de calcaires à entroques ferrugineux, de lumachelles à bélemnites et d'oolithes ferrugineuses. On en retrouve des lambeaux même là où les Schistes Cartons sont immédiatement superposés au "Sinémurien", sous forme de petits relicts ferrugineux et de bélemnites piégées dans les irrégularités de la surface calcaire. De part et d'autre du seuil languedocien, l'oolithe du Guilhomard passe aux marnes de Villeneuve.
- Les calcaires de Salles remplacent les Couches Blanches sur le seuil du Rouergue. Ils se manifestent par des arrivées de chenaux bioclastiques dans le faciès marneux, passant vers l'Ouest à des wacke- et packstones à entroques, lamellibranches et brachiopodes, puis, par l'intermédiaire de niveaux à slump à des packstones et à des grainstones à stratification chaotique. Les influences détritiques sont minimales. Les faciès dans le détroit de Rodez sont nettement orientés N-S à N 20 E.

b) La formation de Fraissinet remplace la formation de Villeneuve sur la bordure du seuil cévenol. Un faciès distal est représenté par des marnes glauconieuses à resédiments, puis par des calcaires à spicules couronnés de niveaux plus grossiers, légèrement gréseux et très souvent resédimentés. Plus à l'Est, la formation de Fraissinet recouvre les terres émergées au Carixien avec un faciès plus proximal, plus détritique et plus condensé, sans resédiments. Un important niveau détritique clôture la séquence.

Au Domérien, l'influence des structures orientées N-S à N 30 E devient prépondérante. L'inflexion de l'axe bassin à la hauteur de Meyrueis a disparu, les faciès en bordure cévenole se sont homogénéisés. Les anciennes structures N 50 E marquant le seuil du Languedoc, déterminent toujours des limites de faciès (limite N de l'oolithe de Guilhomard par exemple). Les structures E-W formant le détroit de Rodez n'ont plus guère d'importance; les lignes structurelles deviennent parallèles à l'axe du bassin. La mer a reconquis de nombreux territoires préalablement émergés : un seuil septentrional ne se manifeste plus le long de la faille Decazeville-Espalion et les seuils des Cévennes, du Languedoc et du Rouergue, tout en montrant des caractères de hauts-fonds sous-marins, sont immergés.

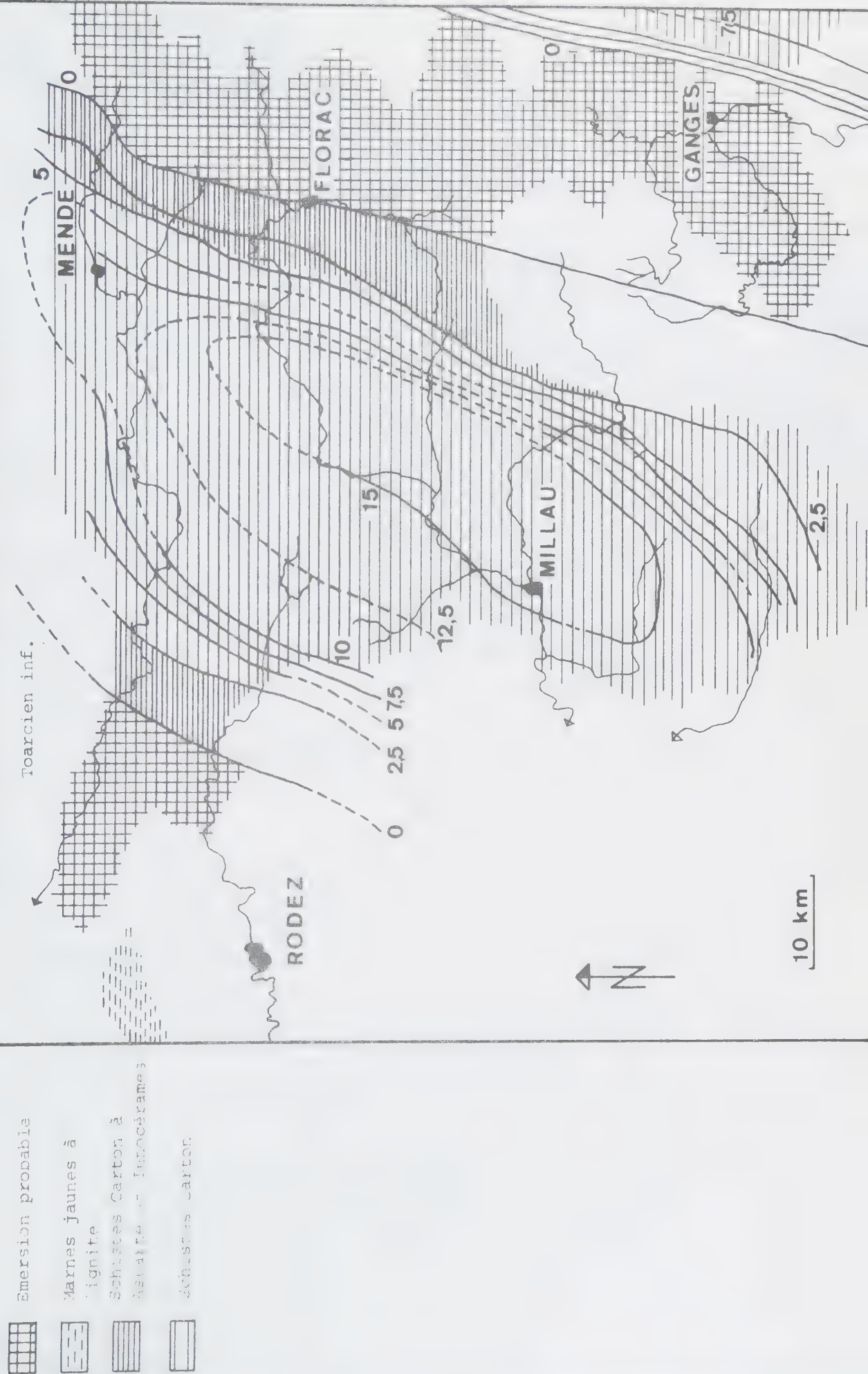
Au Domérien supérieur, les marges occidentales et orientales sont brusquement soulevées ; une émergence généralisée de ces marges au passage Domérien-Toarcien semble prouvée. La phase de soulèvement est accompagnée de résédiments de part et d'autre du bassin. Il semblerait donc que parallèlement au soulèvement des marges on assiste à un affaissement de l'axe central du bassin.

3 - Le Toarcien inférieur (fig. 23c)

La formation des Schistes Carton est un ensemble de calcaires bitumineux, à faune uniquement pélagique. A la base, on trouve des faciès varvés, à lamines bitumineuses alternant avec des lamines constituées essentiellement de nannoplancton. Quelques épisodes calcaires interrompent la monotonie du faciès. Un de ces bancs montre des structures de courants (chenalisation, stratification oblique ou entrecroisée). Vers le haut, des niveaux à gros nodules souvent élongés forment un bon niveau repère. Entre Marvéjols et Séverac, une étroite bande longeant une zone de réductions d'épaisseurs est caractérisée par des slumps. Sur la bordure orientale du bassin, des niveaux silteux marno-calcaires s'interposent vers le haut de la série. De part et d'autre du bassin, on trouve entre les zones émergées et les zones à Schistes Carton bassinaux, une zone à épaisseurs réduites et faunes benthiques. Cette zone s'estompe plus au Sud.

A la suite des événements du Domérien supérieur, l'orientation du bassin des Causses est gérée encore plus clairement par des éléments N-S à N 20 E. Les anciennes zones hautes au Nord et au Sud (seuil du Languedoc) se manifestent certes par des réductions d'épaisseurs, sans toutefois engendrer des changements de faciès. L'asymétrie du bassin héritée du Domérien est partiellement estompée au Toarcien inférieur : l'enfoncement des parties occidentales du bassin est illustré par des niveaux à résédiments. Les seuils du Rouergue et des Cévennes sont devenus des éléments orientés N 20 E. Leur émergence au Toarcien inférieur est évidente. La communication est par contre libre avec le bassin du Bas-Languedoc par dessus le seuil languedocien, ainsi que probablement avec le bassin de Paris suivant le prolongement du sillon cévenol longeant l'axe Cévennes-Morvan. L'axe central du bassin a commencé sa migration vers l'Ouest.

Fig. 23 - Carte des ISOPAQUES ET DE LA LITHE LITHON. 1962



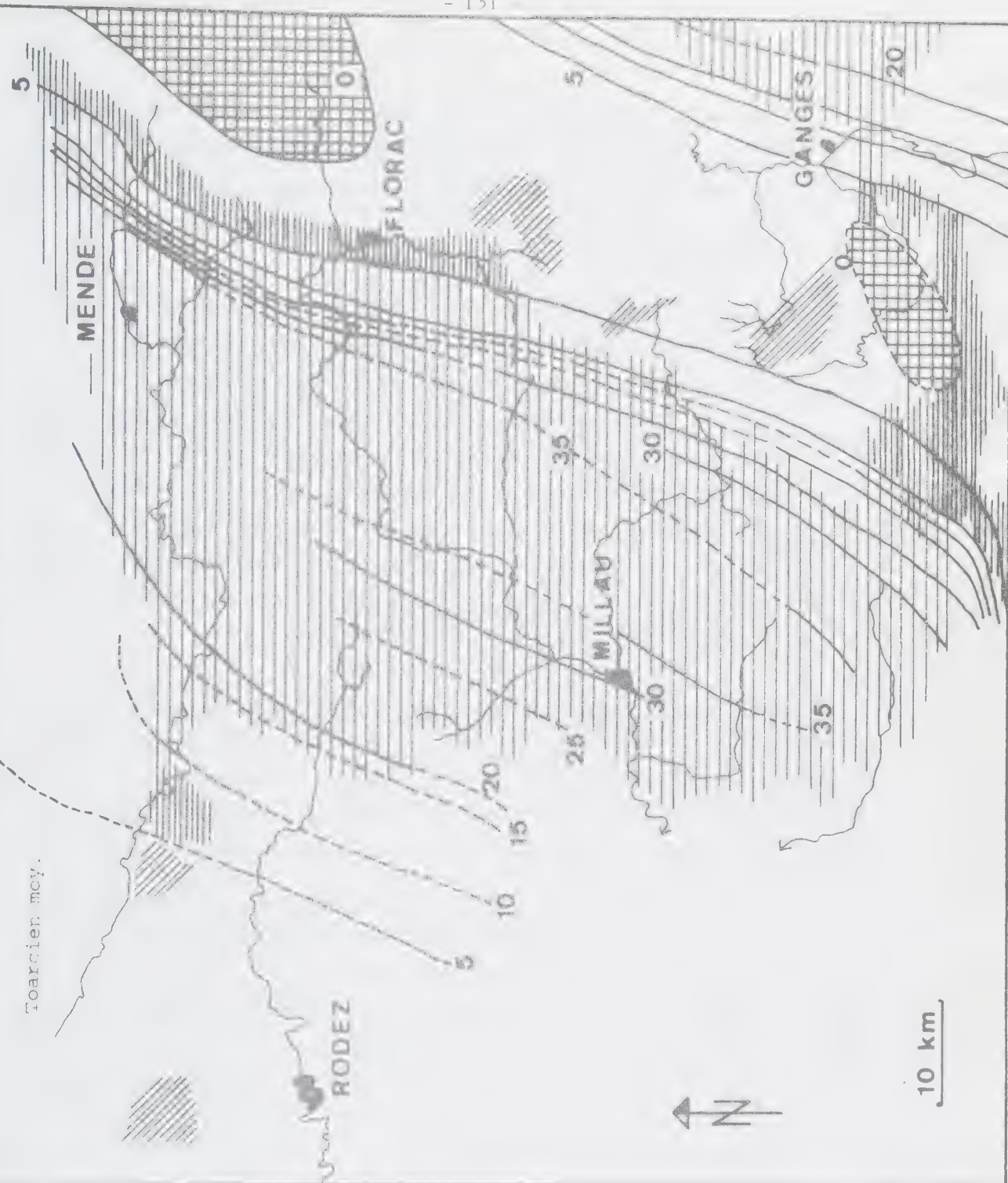
Sur le seuil du Rouergue, des marnes jaunes à lignite (lacustres ?) colmatent les irrégularités de la topographie karstifiée du Domérien supérieur ; leur appartenance au Toarcien inférieur semble être mise en évidence par la transgression marine datée de la base du Toarcien moyen qui les surmonte.

4 - Le Toarcien moyen (fig. 23d)

La formation de Fontaneilles qui caractérise le Toarcien moyen et supérieur dans les Causses, a été divisée en deux membres. Deux niveaux particuliers ont été individualisés sur les bordures, remplaçant partiellement ou entièrement les marnes inférieures de Fontaneilles.

- Les marnes inférieures de Fontaneilles débutent dans le centre du bassin par des alternances de marnes bioturbées et de schistes bitumineux à traces d'annelides (type "Seegrasschiefer" de Suabe). Sur la bordure orientale du bassin ainsi que partiellement sur les zones à subsidences réduites, les faciès bitumineux sont remplacés par des bancs marnocalcaires à inocérames. Au-dessus de ces couches en échelons suivent des alternances de marnes argileuses grises et de marnes plus calcaires, jaunâtres, qui se développent souvent en petits chenaux ou encroûtements encrinitiques. Les différents niveaux se suivent sur l'ensemble de la bordure méridionale et occidentale. Une zone de condensation, localement accompagnée de remaniements, forme la limite avec le membre supérieur de la formation de Fontaneilles.
- Le niveau de Murène est une zone de condensation extrême, qui englobe l'ensemble du Toarcien moyen et la base du Toarcien supérieur sur quelques mètres de marnes à fossiles phosphatés. Certaines structures phosphatées ne sont pas sans évoquer des stromatolithes. Le niveau de Murène affleure là où les Schistes Carton montraient des épaisseurs réduites ; il est caractéristique d'une zone à subsidence constante mais extrêmement réduite à une certaine distance de la terre émergée. On le trouve bien développé sur le seuil languedocien et en Lozère ainsi qu'en Rouergue.
- L'oolithe d'Aurières représente la reprise de la sédimentation marine là où les Schistes Carton manquaient (Rouergue central, seuil des Cévennes). Epais de quelques centimètres, ce niveau ne semble

Fig. 23 d: CARTE DES ISOPAQUES ET DES FACIES (interprétation)



- Emersion possible
- Oolithe de Capdenac
- Niveau de Murène
- Marnes inférieurs de Fontaneilles

contenir que des faunes de la sous-zone à lusitanicum. Sa surface paraît, du moins sur le seuil cévenol, traduire un épisode lacunaire (encroûtement stromatolithique près d'Aurières). Plus au Nord, près du Pompidou, l'oolithe d'Aurières est immédiatement surmontée d'un grès grossier de la zone à aalensis.

- Les marnes supérieures de Fontaneilles finalement montrent à leur base encore les mêmes rythmes entre marnes argileuses et marnes calcaires que les marnes inférieures. Ces alternances s'estompent toutefois rapidement avec le début de la zone à pseudoradosa et surtout à aalensis, pour faire place à des marnes uniformément noires. Ceci coïncide avec l'ouverture des communications libres avec le bassin des Causses d'une part, et toutes les zones sédimentaires environnantes d'autre part. Seule, aux alentours du Mont Lozère, une zone haute persiste qui ne sera recouverte que par les calcaires à Cancellophycus de l'Aalénien.

Le Toarcien moyen reprend, en grands traits, la paléogéographie héritée du Toarcien inférieur. L'orientation subméridienne du bassin s'accroît de plus en plus, toutefois le seuil languedocien, réduit à une mince zone de condensation au Sud de la faille de l'Escalette, continue à jouer un rôle de haut-fond. L'axe central du bassin s'est encore déplacé vers l'Ouest.

Le Mont Lozère reste émergé ; les lacunes près du dôme de Gornières sont le résultat d'une tectonique synsédimentaire particulière (voir P. III). A partir du Toarcien supérieur, l'effondrement du seuil languedocien semble définitif ; le bassin des Causses devient partie intégrante du haut-fond Occitan (DELFAUD, 1973, fig. 2) ; cependant, son caractère de bassin subsident entre deux hauts-fonds à l'intérieur de la plate-forme carbonatée du haut-fond Occitan persiste.

TROISIEME PARTIE

PALEOTECTONIQUE ET SEDIMENTATION

A - INTRODUCTION : LE CADRE STRUCTURAL HERITE (fig. 24)

Les sédiments du Lias moyen et supérieur sont en grande partie gérés par une tectonique synsédimentaire active. Dans ce chapitre, l'auteur essaie de documenter les effets de cette tectonique liasique ainsi que la corrélation avec le cadre structural hérité de l'orogénèse hercynienne.

L'importance des anciennes structures tardi-hercyniennes pour la distribution des sédiments liasiques est connue depuis les travaux de GOTTIS (1952, 1957). En plus des failles et des plis, ce sont également les intrusions granitiques qui jouent un certain rôle dans la répartition des faciès. Ceci semble clair pour les intrusions carbonifères des Cévennes, mais aussi pour certaines intrusions plus anciennes, notamment le granite du Mendic sous le seuil languedocien, ainsi qu'éventuellement aussi pour le granite des Palanges à l'Est de Rodez, sur la marge occidentale.

1 - Système structural au Nord de la faille du Cernon : influences de failles N-S

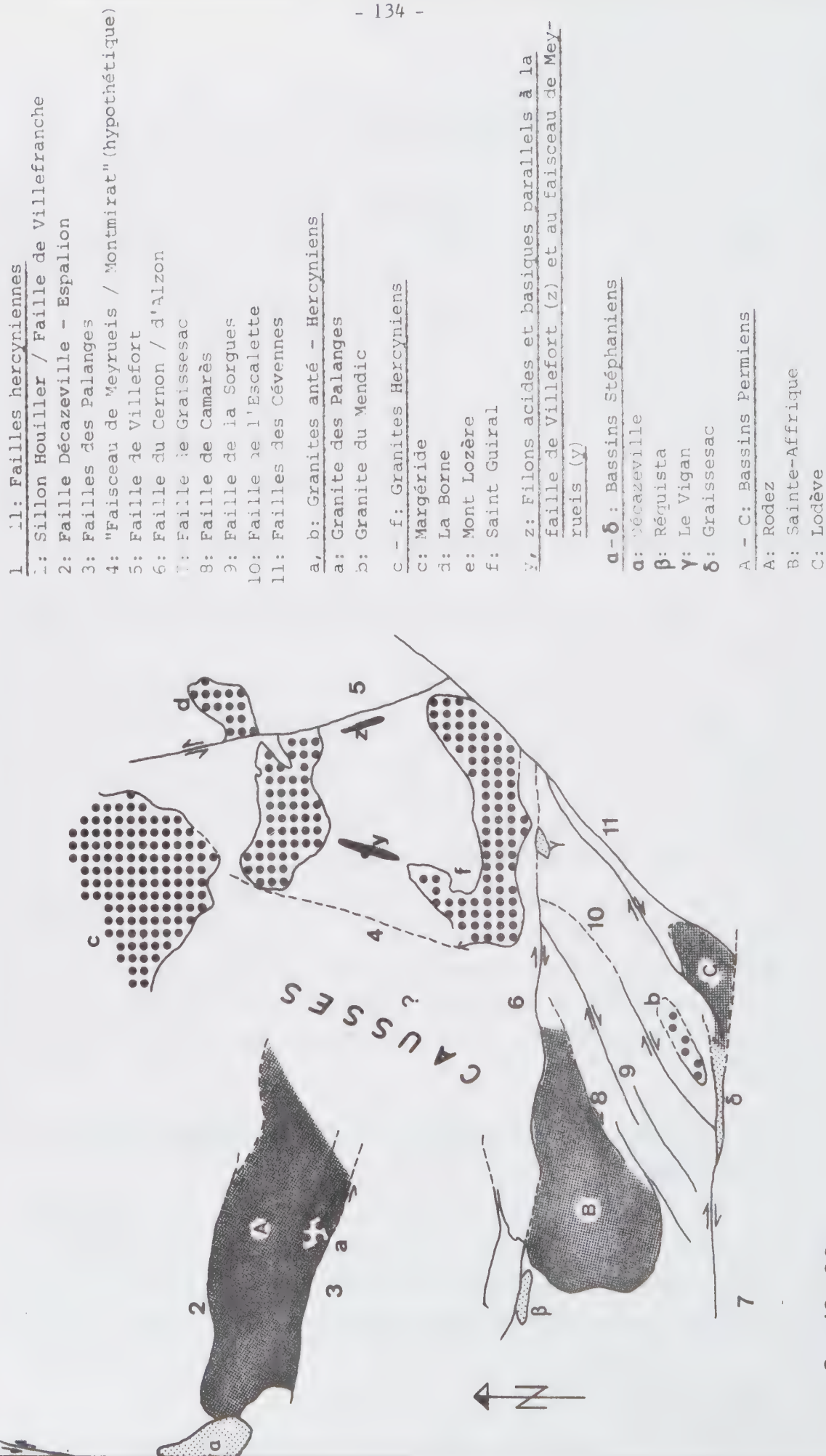
Au Nord, le style des structures est relativement simple, avec un bassin permien et stéphanien (Rodez/Decazeville) coincé entre deux failles de direction armoricaines (ESE-WNW). A l'Ouest, le Sillon Houiller est d'une importance capitale dans la tectonique hercynienne. Le rôle du granite des Palanges n'est pas facile à discerner ; son influence à la bordure Est du seuil du Rouergue peut être d'importance au Lias.

La région cévenole est marquée par des intrusions granitiques d'âge Namurien. Leur importance comme substratum des futurs sédiments condensés du seuil des Cévennes est évidente. Les décrochements subméridiens déplacent (cas de la faille de Villefort) ou délimitent (cas du faisceau de Meyrueis) les intrusions. Ils sont doublés de filons basiques (kersantites) ou acides.

2 - Système structural au Sud de la faille du Cernon : influences de failles E-W

Le bloc situé au Sud du Cernon est dominé par deux décrochements d'orientation E-W, la faille du Cernon au Nord et la faille de Graissessac au Sud. Tous les deux ont engendré des petits bassins carbonifères (Requista et le Vigan pour la faille du Cernon, Graissessac pour la faille méridionale)

Fig. 24 : CADRE STRUCTURAL, INTRUSIONS ET BASSINS
CONFINEMENTAUX ANTE-TRIASIQUES



(ARTHAUD et al., 1977). Solidement calé entre ces deux failles, un bloc orienté N 50 E est délimité par un système de failles en échelons, satellites des décrochements E-W. Ces structures classiques sont généralement accompagnées d'un soulèvement du bloc concerné, les failles satellites agissant dans un premier stade comme failles normales, dans un deuxième stade comme décrochements (THOMAS, 1971 ; RAMOS, 1977). Ce soulèvement conduit à la séparation des bassins permien de Saint-Affrique et de Lodève et, pour les périodes qui entrent dans le cadre de ce travail, à la genèse du seuil du Languedoc, qui trouve son point culminant au droit du granite du Mendic.

En conclusion, on soulignera l'indépendance génétique entre les structures N 50 E et les structures subméridiennes. On notera également que si les structures tardihercyniennes jouent un rôle majeur pour la répartition des faciès liasiques, il n'est pas sûr qu'elles correspondent à une première phase de formation du bassin des Causses : toutes ces structures sont en effet dues à des phénomènes de compression, alors que la tectonique synsédimentaire liasique est en distension. Les décrochements hercyniens sont en partie réactivés comme failles normales, en partie découpés par des failles normales d'orientation nettement méridienne.

B - MISE EN EVIDENCE DE L'ACTIVITE TECTONIQUE

1 - Généralités

Les évidences directes de l'activité tectonique sont sporadiques dans le bassin des Causses ; dans la majeure partie des cas, on doit se contenter d'évidences indirectes (changements de faciès, variations d'épaisseurs). La cartographie détaillée a permis de mettre en évidence quelques failles synsédimentaires (DEFFAU, communication personnelle). Les résédiments, liés à des zones étroites et actives à certaines époques précises (Domérien supérieur par exemple), suggèrent également la présence de failles synsédimentaires. Un cas particulier de tectonique synsédimentaire est fourni par des paléokarsts qui élargissent des diaclases synsédimentaires et qui sont colmatés par des sédiments plus récents.

2 - Mise en évidence directe : les failles synsédimentaires

a) Le bassin central

Aucune faille synsédimentaire n'a pu être directement observée. Aucune preuve de variations brutales des isopaques n'a été décelée. Les variations d'épaisseurs entre une hypothétique "faille de Recoules" à l'Ouest et la faille de Meyrueis à l'Est ainsi que vers le Sud, jusqu'à la faille de Camarès, sont continues et peu spectaculaires.

b) La limite septentrionale des affleurements liasiques

Sur la route qui mène de Marvejols à Barjac, on observe une faille synsédimentaire dans des niveaux réputés Hettangien. Orientée N-S, cette faille abaisse le panneau oriental d'environ un mètre (fig. 25, A). Cet abaissement se situe à peu près entre les hypothétiques failles de Recoules qui délimite le bassin central du seuil du Rouergue, et la limite occidentale du Sillon Cévenol, correspondant à la faille de Sainte-Enimie.

c) Le seuil des Cévennes

Les variations d'épaisseurs et de faciès sont spectaculaires sur la bordure cévenole (fig. 23). La rapidité des changements évoque l'action de failles synsédimentaires. Deux failles ont pu être mises en évidence directement.

Il s'agit d'une faille affectant les dépôts lotharingiens et carixiens dans le ravin de la Girousse près du Truc des Bondons, ainsi que d'une faille activant le passage de la sédimentation de bordure à la sédimentation de type bassinale dans la coupe des Espinards près d'Ispagnac (fig. 18).

L'orientation de ces failles, dont le rejet ne dépasse pas le mètre, est assez strictement N-S ; ceci contraste avec l'orientation générale du bassin dans cette région qui est de N 20 E, parallèle aux faisceaux de Meyrueis et de Montmirat.

d) Le seuil du Rouergue

La mise en évidence cartographique de failles anté-Aaléniennes par DEFFAU a déjà été évoquée. Ces failles, orientées selon des directions subméridiennes, coïncident bien avec l'orientation des faciès.

Près de Cruéjols, on a pu observer une faille inverse affectant les calcaires de Salles et accompagnée de résédiments ainsi que d'orientations de bélemnites aberrantes (fig. 25 C).

Le plan de faille plonge vers le SW, et c'est dans cette même direction que plongent les résédiments. Dans l'accumulation de bélemnites qui caractérise le premier banc non affecté par la faille, on constate la présence de bélemnites orientées N 120 - N 140 E, c'est-à-dire parallèlement à la direction du plan de faille.

Comme il s'agit d'un exemple unique, il n'est pas possible d'intégrer cette faille inverse dans le modèle structural des Causses : on ne peut que constater sa présence dans le cadre d'un bassin généralement en extension.

e) Le seuil du Languedoc

Les failles synsédimentaires les plus connues se situent sur le seuil languedocien et surtout près du dôme de Gornières situé au SE de celui-ci. Le style des failles synsédimentaires est assez différent entre ces deux parties (fig. 28).

Sur le seuil proprement dit la faille la plus spectaculaire se situe près du Col du Perthus, où des calcaires ferrugineux du Domérien sont en contact avec des marnes du Toarcien supérieur. Le plan de faille est subvertical et orienté N 170 - N 10 E. Il est induit d'une croûte ferrugineuse et tarraudée. Près de la Borie Noble, plusieurs petites failles d'un rejet

maximal d'un mètre opposent des calcaires sinémuriens à des marnes toarciennes. Dans les compartiments abaissés on constate des rélicts de marno-calcaires à ooides phosphatés et gastéropodes (*Discohelix* sp.). Ces calcaires peuvent être attribués au Domérien moyen (oolithe du Guilhomard). Les failles abaissent systématiquement les compartiments Est. Sur les failles les plus importantes, on constate des taraudages des plans de failles. D'autres exemples de failles synsédimentaires ont pu être observés près de la Coste Ubague et près de la Beaume Rouge. Toutes ces failles synsédimentaires ont joué - probablement à diverses époques - avant le Toarcien supérieur ; les derniers niveaux affectés appartiennent à la base de la zone à pseudoradiosa. Les orientations des failles sont en général méridiennes ; aucune faille "cévenole" (N 50 E) n'a été mise en évidence. Les structures N-S découpent l'ancien seuil languedocien en créant la communication entre Causses et Bas-Languedoc par le passage "Ceilhes - Sauclières" de BOISSE (1870). Si les failles sur le seuil proprement dit sont de très petite dimension, les rejets et tout le style tectonique sont bien plus impressionnants dans le domaine du "dôme de Gornières". Les structures ont été décrites et interprétées par PETIT et al. (1973) ; on ne peut que corroborer leur interprétation. Selon ces auteurs, les assises de l'Hettangien et du Lias moyen auraient glissé sur des dépôts marneux ou gypsifères du Trias supérieur ou de l'Hettangien inférieur, eux-mêmes abaissés par un système de failles normales N-S (fig. 28). Ces failles listriques s'observent bien au Plo Minio (P. 605) au SE des Salces, où l'Hettangien incliné d'une trentaine de degrés repose sur des conglomérats triasiques absolument horizontaux.

Selon PETIT et al., l'âge de ces glissements serait Toarcien supérieur, les marnes de la zone à aalense n'étant plus affectées par le glissement, tandis que la base du Toarcien supérieur est encore représentée sous le faciès de calcaires condensés (niveau IV, fig. 19). Toutefois, il semble que la discontinuité des marnes à aalense ne soit pas la seule dans la coupe de la Bergerie du Cabanou ; en effet on constate la présence de trois discordances : une du Domérien moyen sur le "Sinémurien", une du Toarcien moyen/supérieur sur le Domérien et enfin celle des marnes à Pleydellia sur ce même niveau. Le mouvement correspondrait à une rotation du bloc Hettangien/Toarcien supérieur p.p. de l'ESE vers l'ENE selon un angle maximal de 12° et ayant eu lieu en plusieurs étapes entre la fin du "Sinémurien" et la base du Toarcien supérieur.

Les marnes du Toarcien supérieur colmatent finalement le relief ; en certains points (Gornières) ce sont les dépôts du Dogger. Il a été dit plus haut que les irrégularités de la sédimentation dans la vallée de l'Arre s'expliquaient le plus facilement par un prolongement du système tectonique signalé au Sud du dôme de Gornières jusqu'à la vallée de l'Arre ; la couverture du Jurassique supérieur entre les Salces et Alzon ne permet malheureusement pas de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse. En l'admettant, le "dôme" de Gornières se réduirait à un point haut de l'un de ces plans glissés (fig. 28).

Le style tectonique du Sud du "dôme" au Lias est repris d'ailleurs au Malm au Nord du dôme (LE STRAT, 1976). Le même style tectonique est par ailleurs évoqué par BODEUR (1976) dans le Jurassique supérieur où les faciès récifaux s'alignent selon des directions subméridiennes. Dans ce contexte, il convient une fois de plus de séparer les structures subméridiennes des structures N 50 E ; BODEUR (1976 b) démontre d'ailleurs que le déplacement des structures sédimentaires subméridiennes par les failles cévenoles remonte à la phase compressive Eocène.

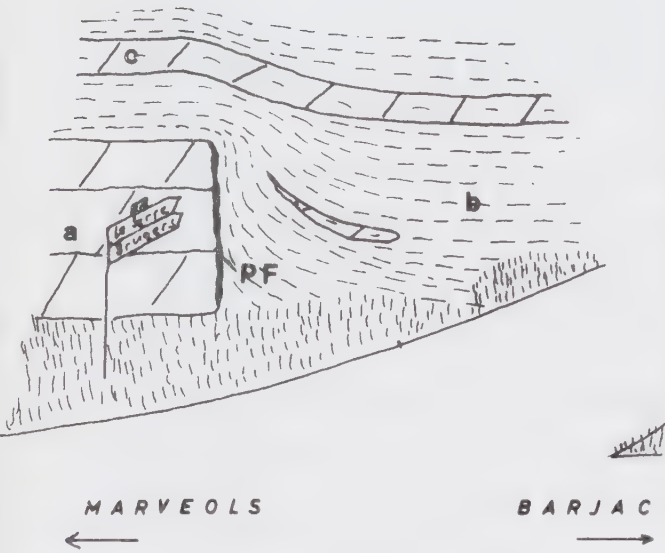
Il est probable, comme l'illustre la fig. 28, que le style tectonique passe de failles normales combinées à des failles listriques dans les secteurs à Trias réduits à un système de failles antithétiques dans les zones à plus grandes épaisseurs triasiques.

3 - Paléokarsts d'origine tectonique

Nos observations se limitent à un seul exemple certain (fig. 25C). Toutefois, d'autres exemples sont connus des géologues du B.R.G.M. (MICHARD et COUMOUL, 1978) : les dolomitisations affectant le toit des faciès à haute énergie "sinémuriens" sont liées, selon ces auteurs, à une phase d'émer-sion, accompagnée de karstifications en divers points. D'autres systèmes de diaclases anciennes sont probables (par exemple diaclases à calcite rouge au Villaret près de Trèves ou à la Combe Albert). Toutefois, le colmatage des fissures par des sédiments plus récents n'a pu être mis en évidence. Au Causse Bergognon (fig. 25 C), les deux phases (colmatage par suintement calcaire, puis réouverture et comblement par un sédiment plus récent) peut être observé sur le même échantillon.

Fig.25: Trois exemples de tectonique
syngénétique

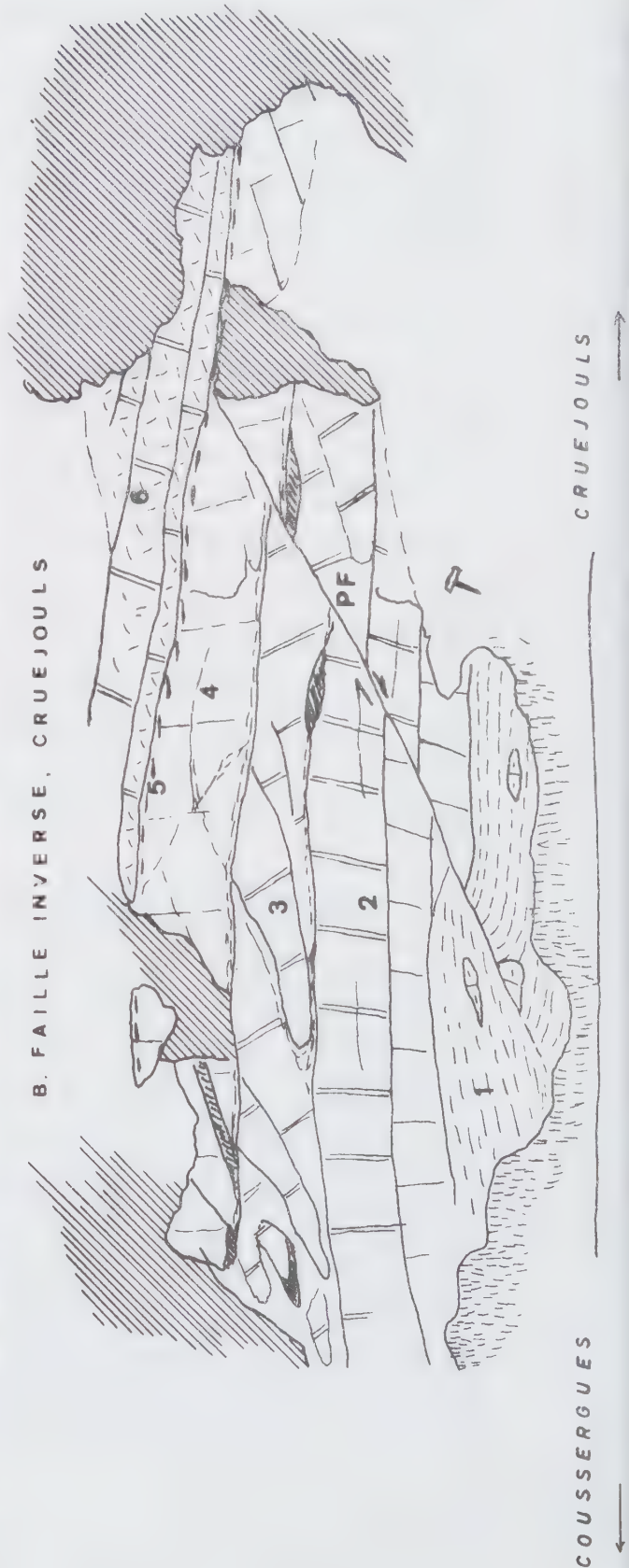
A. FAILLE NORMALE, MARVEJOLS



C. PALEOKARST, BERGOGNON



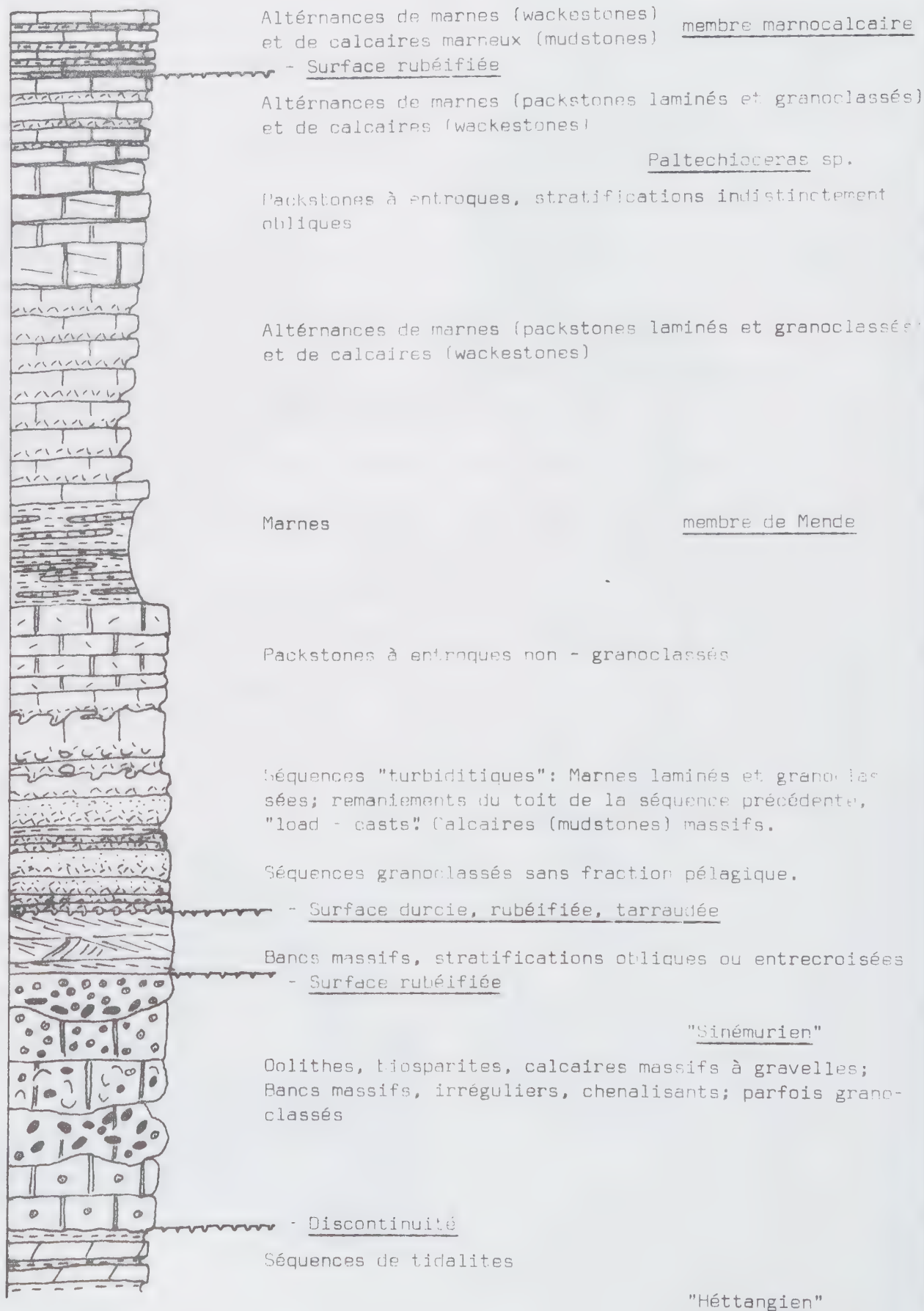
B. FAILLE INVERSE, CRUEJOULS



Légende de la fig. 25 :

- A** - Faille normale synsédimentaire affectant des dépôts Hettangiens près de Marvejols, à l'W du Truc du Midi :
- a** : Tidalites massives
 - b** : Marnes dolomitiques
 - c** : Dolomies marneuses
 - PF** : Plan de faille, ferrugineux.
- B** - Faille inverse affectant des calcaires du Domérien supérieur (Calcaires de Salles) sur la D.245 au SW de Cruéjols :
- 1** : Marnes du Domérien moyen (A. margaritatus MONTF. et Arieticerias sp.) à petits bancs marnocalcaires.
 - 2** : Calcaires massifs à entroques.
 - 3** : Couches obliques, passant à des glissements synsédimentaires ; les couches plongent vers le SW (N 230 E.).
 - 4** : Packstone à entroques, parfois légèrement perturbé ; mobilisation avant la consolidation.
 - 5** : Niveau à bélemnites orientées : d'une part N-S, d'autre part N 120 à N 140 E, perpendiculaires au plongé des résédiments. Ces niveaux ont livré un Pleuroceras solare (découvert par J. DELFAUD).
 - 6** : Grainstone à entroques non perturbé par la faille. En rayures : végétation.
 - PF** : Plan de faille, orienté 226/20. Les relations entre plan de faille et résédiments sont évidentes.
- C** - Paléokarst d'origine tectonique, élargissant un système de diaclases d'orientation N-S ; entre Altier et Bergognon sur les pentes du Causse Bergognon.
- 1** : Calcaires noduleux Hettangien en petits bancs
 - 2** : Calcaires noduleux Hettangien en bancs massifs
 - 3** : Conglomérat à quartz et feldspath (formation du Lempézou) d'âge Carixien supérieur (ev. Domérien supérieur). La fissure a été colmatée dans un premier temps par du travertin (**a**) ; une seconde ouverture a permis l'injection des conglomérats à quartz (**b**) ; les effets permanents des eaux karstiques ont élargi les fissures (**c**).

Fig.26 : Les résédiments du Lotharingien de Mende



4 - Resédiments

a) Turbidites

Si l'on se tient à la définition originale des turbidites (KUENEN et MIGLIORINI, 1950 ; BOUMA, 1962), les turbidites font défaut dans l'ensemble du terrain étudié. Or, MUTTI (1979) adapte le terme de turbidites non seulement aux dépôts dus à des courants de turbidité, donc à des dépôts provenant d'une suspension, mais à tout dépôt de zone topographiquement plus basse en provenance d'une zone topographiquement plus élevée. Le terme ne suggère nullement chez MUTTI les modalités de ce transport, qui peut provenir d'une suspension ou d'un écoulement de grains sur une pente, d'écoulements fluidisés (fluxoturbidites auct.) ou d'autres processus apparentés.

En adoptant cette définition, il est bien évident que pratiquement tout bassin sédimentaire contiendra des "turbidites". C'est le cas ainsi pour le bassin des Causses, mais il faut bien dire que même sous cette optique élargie, les exemples sont peu nombreux ou surtout peu spectaculaires. Les meilleurs exemples se cantonnent à la bordure orientale du sillon cévenol, dans les rares coupes où affleure le membre de Mende dans son faciès basal, c'est-à-dire à Mende même le long de la ligne de chemin de fer reliant Mende à Bagnols ainsi qu'à l'Est de Mende, à Gardès (fig. 26). Au-dessus des tidalites "Hettangiens" viennent des apports massifs de calcaires (oosparites, biosparites), parfois granoclassés, remaniant fréquemment des galets mous et des gravelles géantes. La base des séquences métriques ravine le toit des séquences précédentes. Le remaniement de matériaux provenant de faciès à haute énergie affleurant à cinq kilomètres à l'Est (Sainte-Hélène) inspire des processus assimilés à des "debris flow" (MIDDLETON et HAMPTON, 1976).

Au-dessus d'une surface rubéfiée mais non taraudée répliquent d'ailleurs ces faciès à haute énergie (fig. 26). Ces termes sont généralement apparentés au Sinémurien ; toutefois NORMAND (1964) les attribue sous réserve au Lotharingien ; vu une certaine continuité dans le développement séquentiel avec les assises lotharingiennes suivantes, ainsi que par analogie avec les régions voisines, nous partageons son opinion.

Au-dessus d'une deuxième discontinuité, taraulée celle-ci, débutent sept séquences granoclassées, sans fractions pélagiques. Interrompues par un banc marneux à apports ligniteux, ces séquences sont typiques pour un "grain-flow" (MIDDLETON et HAMPTON, 1976) (ou fluxoturbidites de DZULINSKI, 1959). Elles indiquent une distalité accrue par rapport aux débris-flows sous-jacents. Les caractères de distalité s'accroissent encore avec les quatre séquences suivantes, montrant toutes les caractéristiques du "fluidized flow" (MIDDLETON et HAMPTON), c'est-à-dire des load- et des groove-casts à la base, ainsi qu'une gradation faible, lamine par lamine. Les faciès les plus distaux finalement, les dépôts dus à des courants de turbidités, ne sont pas observés à Gardès. Ceci ne surprend guère et ne parle nullement contre la présence de dénivellements considérables ; les travaux de HJULSTROM (1935) démontrent en effet les difficultés à mettre en suspension des particules argileuses ou même silteuses. Si les grains mesurent moins de 0,1 mm, les cohésions intragranulaires deviennent en effet trop grandes. Comme il s'agit en effet de dépôts avant tout argileux, il n'est pas étonnant que les termes correspondant aux faciès les plus distaux ne soient pas développés comme turbidites classiques mais qu'ils montrent les mêmes caractéristiques que les séquences marnes-marnocalcaires du membre marnocalcaire, avec apports détritiques laminés et granoclassés dans les marnes, opposés aux mudstones peu détritiques dans les calcaires. Ces dépôts peuvent être interprétés soit comme contourites (BOUMA et HOLLISTER, 1973 ; STOW et LOWELL, 1979), soit comme dépôts de turbidites de fond à densité et énergie médiocre (low-velocity - low-density-turbidites, STANLEY, 1969). L'étude micrographique ne permet pas de trancher entre les deux possibilités.

Mise à part les séquences décrites qui sont strictement cantonnées au sillon cévenol, des dépôts turbiditiques dans le sens de MUTTI (1979) ne se trouvent que sur la bordure occidentale du bassin des Causses au Domérien supérieur, où des apports marginaux granoclassés indiquent l'abaissement de la marge occidentale du bassin par rapport au seuil rouergat prenant place à cette époque.

b) Slumping

Il faut différencier entre deux types de slumping que l'on trouve dans le bassin des Causses : d'une part les glissements affectant des bancs marnocalcaires isolés au sein d'une masse marneuse, et d'autre part les véritables slumps, limités à des étroites bandes orientés selon l'axe du bassin et actifs uniquement à certaines époques. Le premier type affecte avant tout les séries bassinales ; il est lié essentiellement à des phénomènes diagénétiques. En effet on doit concevoir une lithification précoce des niveaux calcaires par rapport aux niveaux plus argileux, saturés d'eau. En cas de secousses brutales, dues à des irrégularités de subsidence, les bancs calcaires ont tendance à casser et à glisser dans les marnes non consolidées qui se déformeront de manière plastique. Ce comportement différentiel entre niveaux calcaires et pélitiques a été décrit maintes fois (par exemple ZORN, 1971 ; voir également dans des milieux totalement différents les "teepee structures" de SHINN, 1969). Il est évident que ce type de slump que l'on trouve surtout dans le Domérien inférieur du bassin central ainsi que dans les niveaux marneux de la formation de Fraissinet, également domérienne, n'est nullement susceptible de donner des indications sur la provenance d'un quelconque apport.

Il n'en est pas de même pour les slumps du second type qui sont nettement en relation avec des zones présumées de failles synsédimentaires. On les trouve à presque tous les étages ; toutefois il sont rares, sauf au Domérien supérieur où ils abondent soit sur la bordure cévenole, soit sur la bordure rouergate. On ne trouve pas de slumps en provenance du seuil languedocien.

Dans l'ensemble Lotharingien supérieur/Carixien, on notera l'apport de slumps remaniant des ooides ferrugineux en provenance du nord dans la région de Banassac ; ceci laisse supposer une certaine activité de la faille hercynienne Decazeville-Espalion. Dans les faciès bassinaux du membre marnocalcaire, certains glissements sont observés dans les niveaux calcaires ; il est difficile de juger si ces slumps ne seraient pas plutôt apparentés au premier type de glissements décrits plus haut.

Au Domérien inférieur, les résédiments sont du premier type. Par contre, au Domérien supérieur, des exemples spectaculaires affleurent de part et d'autre du bassin. Souvent ces slumps se développent à partir

de dépôts chenalisés. C'est le cas notamment des slumps affleurant au Col du Perjuret. De même, sur la bordure cévenole, dans la coupe d'Espinards, intermédiaire entre plate-forme et bassin (fig. 16 b), on constate que plusieurs des bancs calcaires intercalés dans les Couches Blanches déforment les marnes sous-jacentes. Ils sont de toute évidence glissés.

Dans la coupe de la Combe-Albert, un banc marnocalcaire posé sur la surface ferrugineuse daté du Domérien moyen et servant de support à la pellicule ferrugino-bitumineuse du Toarcien inférieur (fig. 7, niveau 10) est glissé sur la surface durcie sous-jacente.

Les slumps accompagnant une faille inverse synsédimentaire d'orientation aberrante ont été décrits ailleurs (fig. 25 b). Dans la même région, près de Malescombes, des slumps au Domérien supérieur sont en relation avec des structures N-S.

Au Toarcien inférieur, une étroite bande de sédiment se suivant de Marvejols à Campagnac puis à Séverac montre des nodules difformes, déformant les schistes sous-jacents. Bien qu'aucune structure interne ne soit reconnaissable, il semble probable que ces nodules représentent une zone de slumping au passage entre seuil du Rouergue et bassin des Causses, encaissée entre les très hypothétiques failles synsédimentaires de Laissac et de Recouès.

Au Toarcien moyen et supérieur, des slumps n'ont pas été observés.

Au total, les slumps témoignent de périodes d'activités privilégiées qui seront les périodes de structuration du bassin.

c) Chenaux

Des chenaux apportant des matériaux grossiers dans des parties plus éloignées des marges se trouvent à tous les niveaux et pratiquement dans toutes les régions du bassin. Contrairement aux slumps, ils ne caractérisent pas forcément la présence de failles synsédimentaires. Toutefois, une relation avec l'architecture du bassin est fréquente. On peut distinguer des apports latéraux ainsi que des chenaux disposés dans l'axe longitudinal du bassin, caractérisant l'action de courants de fond.

Les apports latéraux développent une énergie remarquable ; c'est le cas par exemple d'un chenal à entroques ravinant un banc calcaire du

Carixien supérieur au Samonta. La source de ce chenal se situe présumément sur la marge occidentale du bassin, à 10 km du lieu de dépôt. Les chenaux se déposant par contre dans des niveaux marneux ne montrent jamais de ravinement.

En plus des apports des marges orientales et occidentales on constate, contrairement à ce qui a été dit au sujet des slumps, des apports en provenance de la marge méridionale, du seuil languedocien. C'est le cas notamment d'apports encrinétiques dans le Domérien du Tournadous et du Toarcien moyen du Clapier. On en déduira que si les anciennes structures N 50 E ne montraient aucune activité tectonique susceptible de déclencher des glissements synsédimentaires, elles formaient néanmoins une zone topographiquement surélevée par rapport aux régions voisines.

Certains chenaux latéraux, notamment ceux du Domérien supérieur en provenance de la marge occidentale, montrent des passages à des séries granoclassées ("pseudoturbidites" de MATTEI, 1971). Ceci est toujours en relation avec l'abaissement brusque du bassin par rapport à la marge rouergate au Domérien supérieur, créant l'encaissement général du bassin (voir fig. 23 b, c).

Les chenaux longitudinaux affectant la formation des Schistes Carton près de Liaucous constituent un phénomène curieux, car ils prouvent la présence de courants de fond dans ce bassin à sédimentation anoxique. Les chenaux passent latéralement à un banc calcaire laminé affecté de stratifications obliques. Le faciès de ce banc est toujours anoxique, ce qui tenterait à prouver qu'il n'y avait à cette époque pas d'échanges entre courants de fond et courants superficiels.

5 - Paléocourants et cadre structural

La mesure des paléocourants, basée essentiellement sur les orientations des bélemnites et sur la mesure des axes de chenaux, permet de se faire une idée sur la géométrie du bassin. Les niveaux où les orientations sont systématiques (deuxième rythme du membre marnocalcaire, premier rythme des marnes de Villeneuve) ainsi que certains niveaux dans les autres rythmes, montrent une orientation assez systématique entre N 10 E et N 30 E ; on constate donc une légère déviation par rapport aux failles liasiennes synsédimentaires, orientées assez strictement N-S.

On rappellera par ailleurs l'existence d'anciens linéaments N 20 E (type Sillon Houiller), qui forment les limites entre deux zones à comportement tectonique différent, délimitant par exemple couramment les granites et les schistes cévenols. Il est probable que ces deux types de roches ont, sous l'effet d'une tectonique distensive, des comportements différents, le granite étant par exemple affecté d'une tectonique cassante, tandis que les schistes auraient plutôt un comportement ductil (RAMSAY, 1980, fig. 26).

Une extension E-W, qui est étayée par les failles synsédimentaires signalées sur l'ensemble du bassin, ne provoquerait donc pas des accidents profonds N-S, mais réactiverait plutôt les anciennes zones d'inhomogénéité N 20 E, les granites à comportement cassant formant les futurs hauts-fonds, les schistes "élastiques" formant le bassin. Cette disposition expliquerait le fait que des granites de différents âges forment les zones à sédimentation réduite dans la région des Causses. Le rôle des granitoïdes dans la répartition des sédiments à faible taux de subsidence a été signalé dans plusieurs régions et notamment dans les Alpes lombardes (BOSELLINI, 1973 ; KÄELIN et TRUMPY, 1977).

Des directions autres que N 20 E sont à signaler uniquement à proximité du seuil du Rouergue où elles accompagnent des résédiments eux-mêmes liés à l'action d'une faille inverse, ainsi que près du seuil languedocien, où des niveaux à bélemnites indiquent la présence d'éléments orientés N 50 E, associés à une direction méridienne en relation avec les failles synsédimentaires décrites plus haut. La même direction a été mesurée dans des chenaux en provenance du seuil languedocien au Tournadous et au Clapier.

De plus, au Nord de Meyrueis (fig. 17), des directions aberrantes coïncident avec le passage des faciès Carixiens de type Combe-Albert à la formation des Bondons (fig. 30).

6 - Résumé chronologique (fig. 27)

a) Lotharingien supérieur/Carixien (fig. 27 A, B)

Un embryon du futur bassin des Causses est formé avec le Sillon Cévenol, encaissé entre la faille de Sainte-Enimie et le faisceau de Meyrueis.

Ce sillon est orienté N 20 E. Il est comblé de résédiments proximaux. Les bordures peu subsidentes du bassin sont couvertes d'assises gréseuses peu épaisses. Le seuil languedocien est émergé entre faille de Camarès et faille des Cévennes (fig. 27 a). Au Carixien, la partie occidentale du bassin proprement dite est à son tour englobée dans les faciès pélagiques. Une zone subsidente centrale, entre faisceau de Meyrueis et une hypothétique faille reliant Banassac à Séverac (faille de Recoulès) s'est établie. Des ultimes mouvements le long des failles Est-Ouest délimitant le détroit de Rodez sont constatés ; plus tard, ces éléments perdront successivement de l'importance. La marge méridionale commence à être inondée par le Nord où la transgression gagne la faille de la Sorgue. Sur la marge orientale, les changements de faciès sont rapides et brutaux ; toutefois, l'activité tectonique documentée par des résédiments est peu importante. Des apports semi-réguliers de détritiques dans le bassin en provenance des marges sont repris par des courants de fond (fig. 27 B).

b) Domérien (fig. 27 C, D)

Le seuil rouergat est à son tour englobé dans les faciès pélagiques ; la différenciation entre marge cévenole et bassin s'accroît encore et commence à être accompagnée de résédiments. Le faisceau de Meyrueis semble non plus agir en faille normale synthétique, mais plutôt en faille antithétique. Les résédiments se limitent à des slumps liés à une anisotropie d'origine diagénétique ; une communication est réalisée entre le bassin des Causses et le bassin du Bas-Languedoc. Le seuil du Languedoc est à son tour noyé et couvert de sédiments ferrugineux. Le maximum de communication est réalisé dans la partie supérieure de la zone à margaritatus (Domérien IV et surtout V de MATTEI) (fig. 27 C).

Ce développement est soudainement interrompu dès le Domérien supérieur ; la marge méridionale demeure inondée et recouverte d'une faible tranche d'eau, mais les marges orientales et occidentales sont brusquement soulevées ; ce soulèvement est accompagné par des apports massifs de résédiments. Le bassin central qui effectue un mouvement d'abaissement par rapport à ces marges se trouve coupé de ses apports détritiques. Vers le sommet du Domérien et vers la base du Toarcien, la marge Sud est proche de l'émersion (formation de gypses sur le seuil). L'isolement du bassin devient quasi-total (fig. 27 D).

Fig. 27: Evolutions structurales des marges

E NW

SE

W

0 20 40 km

0 10 20 km

RODEZ AIGOUAL

SAINTE EULALIE CLERMONT



ZONE A
BIFRONS

ZONE A
SERPENTINUM

ZONE A
SPINATUM

ZONE A
MARGARITATUS

ZONE A
DAVOEI

ZONE A
RARICOSTATUM

c) Toarcien inférieur (fig. 27 E)

C'est dans ce contexte - bassin approfondi par rapport à ses marges, apports de sédiments interrompus - que viennent s'installer les Schistes Carton. Les premiers termes se cantonnent au centre du bassin ; la zone de failles entre Banassac et Séverac livre encore quelques rares resédiments ; puis les sédiments regagnent les marges délaissées au Sud, à l'Est et à l'Ouest ; toutefois, d'importantes zones demeurent émergées à l'Est comme à l'Ouest ; les apports détritiques s'effectuent essentiellement par le Sud. Sur le seuil méridional, des petits glissements intralaminaires sont moins l'expression d'une activité tectonique que les suites des irrégularités du substratum. D'une manière générale, l'activité tectonique est très réduite par rapport à ce qu'elle fut au Domérien supérieur (fig. 27 E).

d) Toarcien moyen et supérieur (fig. 27 F)

Au Toarcien moyen, les effets de la tectonique synsédimentaire s'estompent définitivement. La transgression gagne les marges délaissées au Domérien supérieur. Les différents blocs montrent toujours des subsidences irrégulières ; la sédimentation étant toutefois en équilibre avec la subsidence, ces différences ne se manifestent pas par des arrivées importantes de resédiments. Des chenaux en provenance des marges indiquent la persistance d'un certain dénivellement entre le bassin et ses bordures. Ce n'est qu'avec le début de la zone à aalense que les communications seront libres avec tous les domaines voisins, après l'inondation des derniers îlots persistant dans la région du Mont Lozère (fig. 27 F) (1).

(1) Au Nord de la région étudiée, en bordure ardéchoise, des terres émergées persistent jusqu'au Callovien (ELMI, 1967).

C - ESSAI D'ORGANISATION GEOGRAPHIQUE

Nous allons tâcher de retrouver, sous le jeu de la tectonique Plio-Quaternaire et Eocène (DE CHARPAL et al., 1974) les grandes lignes de l'organisation structurale liasique.

1 - La marge rouergate

Des trois marges dont l'érosion récente a laissé des traces, la marge rouergate est la plus difficile à définir, car les témoins sédimentaires se limitent à l'étroit "détroit de Rodez". Toutefois d'autres informations peuvent être tirées des résédiments que l'on trouve dans les parties plus centrales du bassin, notamment entre Rivière sur Tarn et Tournemire.

Le problème essentiel de la marge rouergate porte sur la notion du "détroit de Rodez" : ce détroit correspondait-il, dans les temps qui nous intéressent (Lotharingien supérieur-Toarcien), à un élément paléogéographique bien défini comme le laisse supposer les travaux ayant trait aux sédiments triasiques ou au Lias inférieur, ou bien l'encaissement du détroit est-il uniquement dû au jeu des failles tertiaires ?

FUCHS (1969) ainsi qu'AUBAGUE et al. (1977) mettent en évidence l'importance des failles "armoricaines" (Palanges, Decazeville - Espalion) pour les séries anté-lotharingiennes ; l'extrapolation de ces résultats sur les séries médio- et tardiliasiques n'est pourtant guère évidente car, comme le soulignent AUBAGUE et al., le champ des contraintes affectant ces dépôts change profondément dès le Lotharingien supérieur.

Pour la tranche Lotharingien supérieur-Carixien, la carte des isopaques montre (fig. 23 a) une dépendance entre les structures délimitant le détroit de Rodez et les lignes de la répartition des faciès ; l'influence de la faille Decazeville - Espalion est en outre étayée par des résédiments de provenances septentrionales. Une action de failles subméridiennes ne peut être mise en évidence dans cette tranche de sédiments.

La disposition change fondamentalement avec le début du Domérien ; l'orientation des faciès devient nettement méridienne ; pourtant aucune faille synsédimentaire ne peut être décelée au Domérien inférieur. Au Domérien supérieur, les changements de faciès, accompagnés de résédiments

indiquent une orientation assez strictement N-S ; l'influence de contraintes aberrantes est indiquée par la présence de failles inverses orientées N 140 E.

Sans pouvoir mettre en évidence directement des failles synsédimentaires, trois zones peuvent pourtant être identifiées étant probablement affectées par celles-ci. Il s'agit de :

- La faille de Laissac : elle délimite les grain-/packstones de type calcaires de Salles au Domérien supérieur et les assises marno-calcaires à l'Est de cette zone. Au Toarcien inférieur, cette faille délimite l'extension des Schistes Carton.
- La faille de Recoulès : au Domérien supérieur, elle constitue la limite entre les calcaires de Salles à l'Ouest et les Couches Blanches. Au Toarcien inférieur, elle sépare les faciès anoxiques typiques et les faciès réduits à inocérames et à faunes benthiques. Elle constitue la limite occidentale de la zone à resédiments dont la bordure orientale est formée par la faille de Banassac/Campagnac/Séverac. La "faille de Recoulès" coïncide avec la marge orientale du granite des Palanges. A l'Est de cette faille, des resédiments de provenance occidentale sont trouvés au Sud jusqu'à Tournemire ; ceci semblerait indiquer un prolongement des faciès observés dans le détroit de Rodez jusqu'à la limite septentrionale du bassin de Saint-Affrique. En plus, aucune trace de terre émergée n'est visible sur le seuil rouergat, mis à part quelques épisodes faiblement gréseux dans le Domérien supérieur d'Agen d'Aveyron. Des zones émergées, sans aucun rapport avec les failles armoricaines, mais plutôt orientées N-S, se trouvent finalement entre la faille de Laissac et le "bassin" Aquitain entre Domérien supérieur et Toarcien moyen.

En conclusion, entre le Lotharingien supérieur et le Carixien, la marge occidentale du bassin des Causses semble être partagée en trois éléments : le Détrioit de Rodez, d'orientation E-W, le seuil du Rouergue proprement dit (le Lézou) et la diverticulation du bassin Permien de Saint-Affrique. A partir du Domérien, les directions E-W perdent de l'importance par rapport aux directions subméridiennes, et le seuil du Rouergue prend une orientation N-S (fig. 23 a-d).

2 - La marge cévenole

Deux secteurs ont été différenciés sur la marge cévenole ; il s'agit d'une part de la marge lozérienne, entre la limite nord des affleurements caussenards et Meyrueis, et d'autre part de la marge sud-cévenole qui la rejoint au Sud de Meyrueis. Les critères de différenciation sont essentiellement de types faciologiques, toutefois les faciès sont nettement organisés en fonction d'éléments structuraux.

Dans le secteur septentrional, l'orientation des faciès est assez strictement N 20 E - N 30 E. Le système des faisceaux de Meyrueis et de Montmirat constitue la limite entre une étroite plate-forme à carbonates saumâtres (type formation des Bondons) à l'Est et un bassin plus profond à l'Ouest. Des failles synsédimentaires, orientées N-S n'ont que des rejets peu importants ; l'abaissement principal se fait le long des faisceaux préexistants qui délimitent deux zones à substratum hercynien différent : granites à l'Est, schistes à l'Ouest.

Le long de la faille d'Orcières, les faciès sont décalés vers l'Est. Ceci a conduit différents auteurs à parler d'un "Déroit de Villefort" (FABRE, 1893) ; il se peut toutefois que le décalage soit dû à un mouvement dextre d'environ 7 kilomètres d'âge Eocène. La marge lozérienne semble avoir été inclinée vers le Sud ; certains éléments lithologiques se retrouvent plus tôt au Sud qu'au Nord. C'est le cas notamment du hardground formant la limite entre formation des Bondons et formation de Fraissinet, qui est d'âge Carixien moyen au Nord de Meyrueis et Carixien supérieur/Domérien inférieur dans la région des Bondons. Ceci est en outre confirmé par la présence de grès grossiers et de conglomérats aux alentours du Mont Lozère, tandis que le granite de Saint-Guiral près de Meyrueis ne livre pas d'apports détritiques (fig. 28).

Le seuil sud-cévenol semble en revanche plus complexe ; les structures, orientées également N 20 E aux abords immédiats de Meyrueis, s'infléchissent vers N 50 E au Sud de la faille du Cernon. C'est là en effet qu'apparaît le seuil languedocien amortissant les structures subméridiennes au Sud de Nant (fig. 28).

Les structures N 20 E sont accompagnées d'une zone de résédiments, notamment au Domérien supérieur, que l'on suit du Bleymard au Nord

jusqu'aux environs de Trèves au Sud. Les résédiments cessent avec l'inflexion des structures vers le SW.

3 - Le seuil du Languedoc et le dôme de Gornières

Un système de failles hercyniennes orientées N 50 E délimite un haut-fond clôturant le bassin des Causses vers le Sud. Ce sont, du Nord au Sud : la faille de Camarès, la faille de la Sorgue, la faille de l'Escalette, ainsi que le système des failles des Cévennes. Ces failles viennent buter contre la faille E-W du Cernon (fig. 28). Elles délimitent un haut-fond persistant entre le Lotharingien supérieur et le Toarcien ; son action est toutefois évidente bien avant : limite entre les bassins Permien de Saint-Affrique et de Lodève, le seuil languedocien se manifestera également au Trias (ROUIRE et ROUSSET, 1973). Dans la période qui intéresse, le seuil languedocien forme une sorte d'escalier, culminant entre faille de l'Escalette et les failles septentrionales du faisceau des Cévennes. Au Nord, les marches de l'escalier descendent sur le bassin Permien de Saint-Affrique, tandis que vers le Sud elles s'abaissent sur le bassin Permien de Lodève (fig. 28). Les différentes marches sont successivement gagnées par la transgression liasique. Le point culminant de cet élément est formé par le granite du Mendic.

La transgression s'effectue à travers une entaille dans le seuil du Languedoc, due à un système de failles synsédimentaires assez strictement orientées N-S. L'influence des failles N 50 E, qui est encore grande entre le Lotharingien supérieur et le Carixien, s'atténue progressivement pour devenir quasiment nulle avec le début de la zone à aalensis (fig. 23 a-d). Les sédiments qui se déposent sur le seuil sont extrêmement condensés (calcaires ferrugineux au Domérien inférieur, calcaires phosphatés ou gypse au Domérien supérieur, marnes à stromatolithes phosphatés au Toarcien moyen) ; toutefois, l'inactivité du système N 50 E est prouvée par l'absence quasi-totale de résédiments autres que des chenaux à entroques en provenance de ce seuil, ceci en net contraste tant avec le seuil du Rouergue qu'avec le seuil des Cévennes.

Au Sud-Est du seuil languedocien, en dehors du bloc orienté N 50 E, les faciès s'ordonnent à nouveau dans un système strictement méridien.

Les failles synsédimentaires ont un rejet bien plus considérable en bordure du domaine mobile alpin que dans le domaine caussenard proprement dit ; là où d'importants niveaux marneux ou gypseux sont présents au Trias, les blocs calcaires du Lias inférieur sont glissés sur ces niveaux demeurés sub-horizontaux ; il en résulte un système de failles listriques. Ces glissements se poursuivent vraisemblablement entre le Carixien et le Toarcien supérieur (zone à thouarsense, ev. insigne).

Les sédiments postérieurs (à partir de la zone à aalensie puis surtout pendant l'Aalénien) sont déposés soit en grandes épaisseurs dans les dépressions, soit de façon réduite sur les points hauts. En certains points ("Dôme de Gornières" sensu stricto), ces dépôts ne viennent pas à déposition ; les sédiments du Dogger moyen reposent alors directement en discordance angulaire sur le Lias inférieur carbonaté.

Plus à l'Est, les failles normales listriques passent à des failles antithétiques ; ces failles sont typiques de la bordure du domaine mobile alpin en plusieurs points (voir entre autres : R. TRUMPY, 1960 ; BERNOULLI, 1964). Pour l'emplacement du bassin des Causses dans un contexte plus général, référence est faite aux conclusions générales.

D - MODELE STRUCTURAL DU BASSIN DES CAUSSES

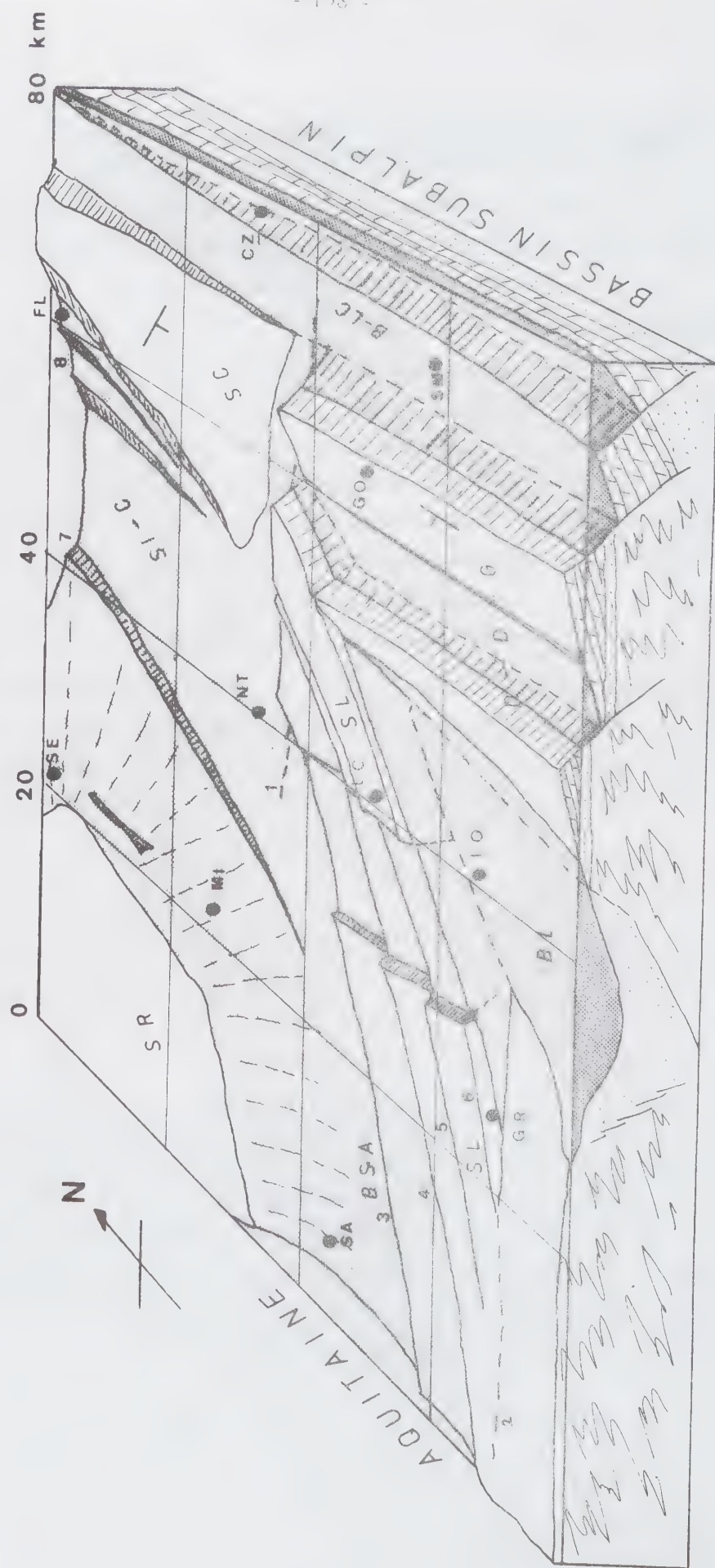
Les observations ayant trait à la tectonique synsédimentaire peuvent être groupées dans un modèle structural (fig. 28) :

Légende de la fig. 28 :

1 : Faille du Cernon	
2 : Faille de Graissessac	
3 : Faille de Camarès	
4 : Faille de la Sorgue	
5 : Faille de l'Escalette	
6 : Faisceau des Cévennes	
7 : Faille de Sainte-Enimie	
8 : Faisceau de Meyrueis et de Montmirat	
SR : Seuil du Rouergue	BSA : Bassin Permien de Saint-Affrique
SC : Seuil des Cévennes	BL : Bassin Permien de Lodève
SL : Seuil du Languedoc	D-D-G : "Dôme de Gornières"
SI-C : Sillon cévenol	B-LC : Bassin liasique du Bas-Languedoc
CZ : Cézas	MI : Millau
FL : Florac	NT : Nant
GO : Gornières	SA : Saint-Affrique
GR : Graissessac	SE : Séverac-le-Château
LC : Le Caylar	SM : Saint-Martin-de-Londres
LO : Lodève	

On y constate la présence de différents éléments : essentiellement de failles normales, orientées N-S, ce qui correspond au champ des contraintes liasiques ; on y constate par ailleurs également la présence d'anciennes structures N 50 E qui sont elles-mêmes découpées par des structures plus récentes orientées N-S. L'orientation du bassin des Causses est N 20 E, grâce à la réactivation d'anciens décrochements senestres repris selon cette direction par une tectonique distensive E-W.

Fig. 28: Modèle structural du bassin des Causses



Ce modèle est en contradiction avec le modèle proposé par BAUDRI-MONT et DUBOIS (1977), qui proposaient une tectonique active selon les éléments dits cévenols, N 50 E. Suivant ces auteurs, les directions sub-méridiennes ne seraient que des infléchissements des directions cévenoles. Ce modèle s'harmonise par contre bien mieux avec les observations de BODEUR (1976 a, b) dans le Jurassique supérieur du Bas-Languedoc. Il n'est pas en contradiction avec DELFAUD (1973), car il s'intègre avec élégance dans la partie orientale du "Haut-Fond Occitan" de cet auteur, bien qu'il s'agisse là d'un élément postérieur (d'âge Jurassique moyen).

Toutefois, une analyse précise des critères de mouvements sur les surfaces striées serait nécessaire pour définir la totalité du schéma de déformation, intégrant des contraintes déviées par une fracturation préexistante interne.

QUATRIEME PARTIE

LES MICROFACIES

A - GENERALITES

I - Introduction

Dans la présentation de la série, nous avons essayé de grouper les sédiments en douze types de faciès macroscopiquement reconnaissables. Si certains de ces faciès sont clairement attribuables à un milieu de sédimentation précis, l'interprétation d'autres (exemple "wackestone") est plus ambiguë. Pour établir l'analyse séquentielle, des données détaillées sont nécessaires, précisions que permettent d'obtenir les analyses micrographiques. Ainsi le but de cette étude est donc une reconstitution des milieux de dépôts afin de comprendre leur évolution dans le temps et dans l'espace.

Les douze microfaciès distingués plus haut sont (fig. 29) :

(1) : Faciès lacunaire :

L'emplacement de ce faciès (fig. 29) est arbitraire ; le "faciès" qui marque la discontinuité, peut être matérialisé soit uniquement par une lacune stratigraphique, soit par un hardground avec condensation stratigraphique ou remaniement. Il s'agit essentiellement de niveaux riches en éléments chimiques, souvent des minerais de fer, manganèse, etc.

(2) : Marnes jaunes à lignite :

Ce faciès est cantonné à l'intervalle du Toarcien inférieur sur le seuil du Rouergue. Très isolé et sans rapport direct avec la formation des Schistes Carton, il pourrait correspondre à un épisode lacustre ou palustre.

(3) : Grès grossiers, conglomérats, brèches :

Dans le cadre de ce travail, ce faciès caractérise la proximité immédiate d'une côte, dans un contexte d'érosion assez active.

(4) : Grès fin :

Ce faciès peut soit représenter une évolution distale du faciès (3), soit matérialiser la reprise de la sédimentation après une lacune.

(5) : Calcaires et dolomies siliceuses saumâtres :

C'est le faciès-type de la formation des Bondons ; il correspond à un dépôt de plate-forme interne sous l'influence d'apports d'eaux douces.

(6) : Carbonates confinés/sursalés :

On a groupé sous ce faciès d'une part les tidalites carbonatées, d'autre part les rarissimes évaporites illustrant le passage Domérien-Toarcien sur le seuil du Languedoc.

(7) : Mudstone à phosphate :

Caractéristique d'un léger confinement, ce microfaciès représente les sédiments de plate-forme interne au dehors de l'influence de l'eau douce.

(8) Grainstone :

Faciès à haute énergie, les particules étant essentiellement constitués de bioclats et d'ooides (bio- , oosparites , FOLK, 1962).

(9) : Packstone :

Soit faciès à haute énergie (vannage de la fraction fine), soit faciès de condensation (aucun apport détritique, production exclusive de bioclats sous basse énergie).

(10) : Wackestone :

Même ambiguïté qu'en (9) : énergie moyenne (vannage) ou condensation.

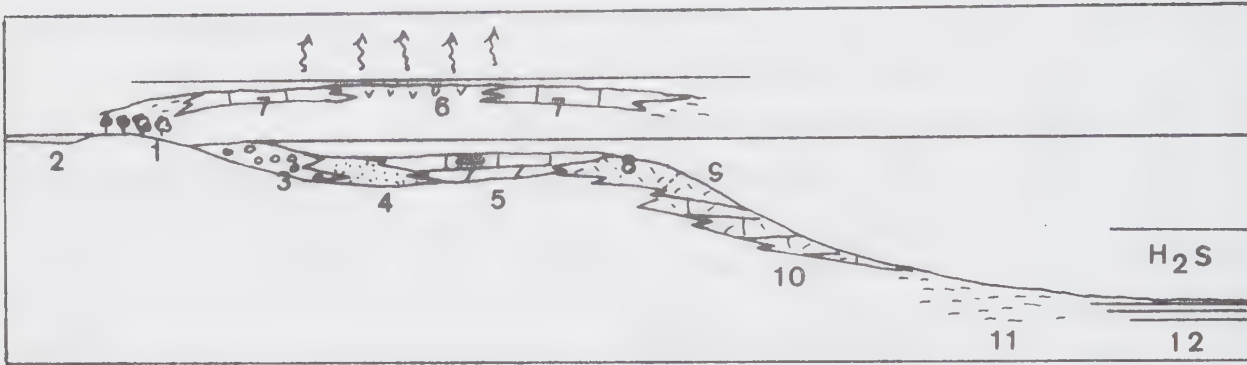
(11) : Mudstone :

Dans le cadre de ce travail, les mudstones caractérisent les faciès bassinaux bioturbés, donc des faciès situés au-dessous de la zone énergétique.

(12) : Faciès anoxique :

Ces faciès correspondent à des sédiments bassinaux sans vie benthique ou uniquement avec bioturbation superficielle (sapro-pélites, gyttia).

Fig. 29 : Modèle théorique des répartitions des microfaciès.



2 - Le substratum du groupe de Rivière

Sauf sur la bordure lozérienne, où des tidalites (d'âge incertain) forment la base de la série étudiée, le substratum du groupe de Rivière est soit formé (dans le centre du bassin, AUBAGUE et al., 1977) par des mudstones ou des wackestones de plate-forme interne, soit, sur les bordures, par des grainstones souvent oolithiques où abondent les échinodermes et les dasycladacées. C'est sur ces assises indiquant une tranche d'eau peu profonde, que vient s'établir le groupe de Rivière.

B - LA COUPE DU BASSIN CENTRAL : SEQUENCES MARNOCALCAIRES ET FACIES DE TYPE "PELAGIQUE"

En général, les séquences bassinales sont caractérisées par des dépôts uniformes à faciès faiblement énergétiques et par l'absence d'apports turbiditiques dans le sens historique du terme. La succession biostratigraphique y est plus ou moins complète. Les exceptions à cette règle correspondent à des accidents de grande extension qui dépassent souvent le cadre du bassin des Causses, pour être soit représentatives de la province NW-Européenne (par exemple discontinuité du contact Toarcien moyen - Toarcien supérieur), soit le reflet d'un évènement de dimension mondiale (par exemple passage Domérien - Toarcien). Ce sont ces discontinuités qui ont été choisies pour séparer les différentes formations définies dans le centre du bassin.

1 - La formation du Bourg

Rappelons qu'elle se compose de deux membres.

a) Le membre de Mende

Dans la région-type, le membre de Mende forme un rythme d'une vingtaine de mètres composé de plusieurs séquences de résédiments, montrant dans certains cas. des apparences turbiditiques.

Au-dessus de quelques séquences grossièrement granoclassées apparaissent des résédiments plus distaux : la base des séquences est composée d'un calcaire marneux à entroques et galets sédimentaires remaniés (dolomies "hettangiennes" ?), ravinant le sommet de la séquence précédente :

Ech. Mj. 15, coupe de Gardès/Mende (Pl. I, fig. 1) :

Wacke- à packstone, 50 à 70 % de grains. Lamination horizontale. Ciment homogène, micritique. Les grains sont granoclassés lamine par lamine ; la phase grossière de la lamine succédante ravine la phase fine de la lamine sous-jacente. Les grains sont composés de 75 % de débris d'échinodermes, peu cassés, non roulés. Parmi les biogènes on distingue en outre des dasycladacées, des bryozoaires et des lamellibranches.

La phase anorganique est composée de galets de dolomies bien arrondis (dm. max. 2 mm) ainsi que de très rares grains de quartz, de taille moyenne à la base, silteux au toit de la lamine. La fraction fine est composée d'un mudstone à ostracodes et rares débris d'échinodermes. On observe des infiltrations de sédiment dans la surface non-lithifiée de la séquence sous-jacente, ainsi que le remaniement de galets arrondis ou subangulaires de cette surface.

Au-dessus de la partie granoclassée de la séquence suivent des mud- à wackestones homogènes :

Ech. Mj. 16, coupe de Gardes/Mende (Pl.1, fig. 2).

Mudstone à ostracodes. 2-10 % de grains, composés avant tout de foraminifères partiellement pyritisés et d'ostracodes. On trouve en faible pourcentage des débris biogènes correspondant à ceux de la fraction grossière, notamment des lamellibranches à coquille fine et des entroques, très peu modifiés par la diagenèse (*Isocrinus* sp.). Le quartz est rare (silt). Le faciès correspond à la matrice de l'échantillon précédent.

b) Le membre marnocalcaire

Là où il est entièrement représenté, le membre marnocalcaire forme une séquence de deuxième ordre, contenant deux rythmes de lithologie assez apparentée.

Le premier rythme est constitué d'alternances marnes/marnocalcaires à prédominance de marnes qui passent verticalement à des bancs calcaires siliceux plus développés que les marnes, puis à des bancs calcaires siliceux sans intercalations marneuses.

Ech. P-5, Coupe La Palange (Villeneuve) (Pl. 1, fig. 4) :

Il correspond à la base de la séquence succédant à P-4. Il s'agit d'un wackestone avec 40-50 % de grains. Les grains d'origine anorganique sont composés de quartz arrondis et de pellets glauconieux. La phase organique consiste en foraminifères (plus diversifiés qu'en P-4), ostracodes, radiolaires, spicules désilicifiés et surtout en débris d'échinodermes. Les débris végétaux sont fréquents. Foraminifères et entroques sont souvent pyritisés.

Ech. P-4, Coupe de La Palange (Villeneuve) (Pl. 1, fig. 3) :

Il correspond au toit d'une séquence (niveau calcaire). Il s'agit d'un mudstone spiculitique à texturation homogène. Les grains (5-10 %, localement plus) sont composés de spicules d'éponges siliceuses désilicifiées, ainsi que de rares débris d'échinodermes et de lamelli-branches. Quelques rares grains de quartz montrent des phénomènes de dissolution tangentielle. Les foraminifères et les ostracodes sont fréquents. Les grains sont parfois cassés, mais non arrondis ce qui indique un milieu de dépôt à basse énergie.

On constate donc une différence prononcée entre les termes marneux et les termes calcaires de la séquence. Les premiers sont caractérisés par une fréquence et diversification faunique supérieures aux seconds. La glauconie semble présente uniquement dans le bas des séquences ; toutefois elle disparaît complètement dans les séquences supérieures.

Dans les bancs massifs de calcaires siliceux qui clôturent le rythme, la différenciation entre les calcaires proprement dits et les schistes calcaires, évoquant la rythmicité marnocalcaire/marnes des termes sous-jacents, n'est plus évidente ; la teneur en minéraux argileux devient alors le seul critère de distinction entre les termes de la séquence :

Ech. P-19, coupe de La Palange (Villeneuve) (Pl. 1, fig. 5) :

Mudstone à spicules très fortement recristallisé contenant des rares débris d'échinodermes, ainsi que des fréquentes spicules calcifiées très recristallisées. Néoformation de calcite homogène.

- Le second rythme -

Les séquences de calcaires siliceux se terminent par un niveau à ammonites ; au-dessus débute le deuxième rythme, d'épaisseur nettement plus réduite que le premier. Il est constitué d'alternances très régulières de marnes et de calcaires argileux se succédant dans l'ordre suivant :

Ech. P-26 b, coupe de La Palange (Villeneuve) (Pl. 1, fig. 6) :

Mudstone à spicules. Matrice homogène, grains constitués essentiellement de spicules désilicifiées, dont le canal central est parfois pyritisé. Les restes végétaux sont rares. Foraminifères et échinodermes sont en nette minorité par rapport à l'échantillon suivant.

Ech. P-27, coupe de La Palange (Villeneuve) (Pl. 1, fig.7) :

Wackestone calcaire à débris végétaux. Les grains (15-25 %) sont essentiellement constitués de fragments d'échinodermes, parfois pyritisés, ainsi que de débris végétaux opaques. Les foraminifères, les ostracodes, les spicules ainsi que les lamellibranches sont rares. Les grains anorganiques sont composés de quartz dissous tangentielllement, de petite taille (dm. 02 mm) ainsi que de pellets glauconieux vert-clair.

Le deuxième rythme montre les mêmes caractéristiques que le premier, c'est-à-dire une accumulation de débris organiques et anorganiques dans les termes marneux ainsi qu'un net recul des influences énergétiques dans les niveaux calcaires. Ceux-ci font également preuve d'un déclin en nombre et diversification des éléments benthiques. Le rythme se termine par une surface de discontinuité, marquant le passage aux marnes de Villeneuve :

Ech. P-30, coupe de La Palange (Villeneuve) (Pl. 1, fig. 8) :

Mud- à wackestone glauconieux (10-20 % de grains). Les grains sont essentiellement constitués de bioclasts (ostracodes, lamellibranches, spicules, entroques, débris végétaux). La phase anorganique est formée de glauconie vert foncé soit en pellets, soit répartie de façon diffuse, soit finalement comblant les canaux centraux des spicules.

c) Variations latérales

Le membre de Mende, sous sa forme typique, n'est présent que dans le "sillon cévenol", qui se prolonge probablement sous les Causses Méjean et Sauveterre. A l'Ouest de cette zone centrale, dans la région de Millau, les épaisseurs sont très réduites, tandis que les faciès passent à des wacke- à packstones gréseux, parfois à des grès à ciment dolomitique. Les entroques constituent l'élément biologique dominant. Les grès sont composés de quartz (90 %), de quartz polycristallins et de débris lithiques de provenance cristalline. On observe fréquemment le phénomène de dissolution par pression des grains de quartz.

Au Sud de la faille de Camarès, le membre de Mende est absent. Les rythmes décrits pour le membre marnocalcaire se suivent dans tout le bassin des Causses entre Séverac et la bordure cévenole ; au Sud, on les trouve jusqu'à la faille de Camarès. Entre la faille de Camarès et celle de la Sorgue, seul le rythme supérieur est présent, avec un niveau gréseux à sa base. Sur les bordures septentrionale et orientale du bassin, les bancs calcaires passent à des wacke-, puis à des packstones encrinitiques. Les fragments de lamellibranches, non roulés, sont fréquents, ainsi que les dasycladacées et les foraminifères. Le membre marnocalcaire ressemble alors à la formation de la Combe-Albert.

d) Discussion

Les assises de la formation du Bourg sont caractérisées par plusieurs changements brutaux par rapport à la sédimentation carbonatée des dépôts antérieurs :

- Disparition des faciès à haute énergie (grainstones) qui font place à des mud- et à des wackestones ainsi qu'à des packstones sur les bordures.
- Apparition des argiles à prédominance illitique, que l'on trouvait en Europe septentrionale dès le Lias inférieur, par exemple dans le "Blue Lias" de la côte Sud de l'Angleterre (HALLAM, 1964).
- Apparition en masse des ammonites.

Là où la formation est le plus développée, c'est-à-dire dans la région de Mende, elle se compose d'alternances de marnes et de calcaires. Dans le membre de Mende, la base des séquences ravine la séquence précédente ; les marnes à débris sont granoclassées. Le développement séquentiel, qui comprend à la base des séries granoclassées sans fraction "pélagique" passant à des séquences avec fraction "pélagique", indique une distalité accrue des dernières par rapport aux premières et un approfondissement du milieu de sédimentation. Le troisième stade de cette évolution se retrouve finalement dans les alternances marnes - marnocalcaires qui caractérisent le membre marnocalcaire où les marnes ne ravinent pas la séquence précédente, mais recouvrent avec un contact net une surface évoquant parfois un hardground.

Résumons ces caractéristiques dans un tableau.

TABLEAU II marnes et marno- calcaires de la formation du Bourq	membre de Mende		membre marnocalcaire	
	marnes	marnocalcaires	marnes	marnocalcaires
base	ravinante	continue	nette, hardground	continue
sommet	continu	raviné	continu	net, hardground
texturation	lamination, gradations multiples	homogène	lamination, flaser-bedding	homogène
Ca CO ₂ (%)	40 - 60	60 - 80	40 - 60	70 - 90
argiles	(Chl.), Illite	(Chl.), Illite	(Chl.), Illite	(Chl.), Illite
ciment	micritique	micritique	micritique	micritique
grains (%)	50 - 70	2 - 10	40 - 50	5 - 15
bioclasts	Echinodermes Lamellibranches Bryozoaires, Dasycladacées, Foraminifères Ostracodes	Ostracodes, Foraminifères, (Echinodermes, Lamellibranches)	Echinodermes Dasycladacées Foraminifères, Végétaux Lamellibranches, Spicules, Ostracodes	Ostracodes Spicules, Foraminifères, (Echinodermes, Lamellibranches)
détritisme	Quartz (sable) Dolomie	Quartz (silt)	Quartz (silt)	Quartz (silt)
pyrite	fréquente	rare	fréquente	rare
glaucanie	absente	absente	pellets	absente

Les différences principales entre les marnes et les calcaires sont donc :

- le contact net des marnes sur les calcaires
- le pourcentage des grains
- le contenu biologique
- la glaucanie
- le pourcentage des argiles

Si aucune gradation ne peut être reconnue au sein des marnes, la différence du contenu faunistique entre les marnes et les marnocalcaires laisse néanmoins supposer l'existence de phénomènes de resédimentation.

Par contre, la nature des argiles et du ciment ne semble guère touchée par le changement de faciès. Le manque apparent de faune autochtone (mis à part les ostracodes et les foraminifères pro parte) est également frappant.

Les séquences marnes - marnocalcaires ont fait l'objet de plusieurs études. Les plus récentes ont pour base les alternances du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur du bassin subalpin (COTILLON, 1974 ; BEAUDOUIN 1972 ; DAVAUD et LOMBARD, 1975) et des nappes helvétiques (FUNK, 1971 ; HALDIMANN, 1977, STRASSER, 1979). Autre exemple classique, le "Blue Lias" du Sud de l'Angleterre a été analysé en détail par HALLAM (1964).

Les théories tentant à expliquer ce type d'alternances se résument ainsi :

- KENT (1936) admet une origine purement diagénétique, due à la migration des carbonates.
- HALLAM (1964) suggère des effets précoces de la diagenèse, accentuant une différenciation primaire due plutôt à des variations rythmiques du niveau de la mer qu'à des influences climatiques.
- SELLWOOD et al. (1970) évoquent et illustrent les mêmes procédés (op. cit. fig. 2).
- COTILLON (1974) corrobore à la théorie des abaissements saccadés du niveau de la mer, puis d'un comblement successif. Il applique ce modèle à des séries "néritiques infratidales" du Valanginien du bassin subalpin.
- En revanche, BRUECKNER (1951, 1953) postule des variations climatiques pour expliquer les alternances ; les épisodes calcaires correspondraient ainsi à des périodes chaudes, les épisodes marneux à des périodes plus froides.
- DAVAUD & LOMBARD (1975) signalent l'association de séquences calcaires - marnes à des dépôts dus à l'action de courants de turbidité. La phase resédimentée correspondrait à l'élément calcaire.

- Des processus similaires ont été proposés par BEAUDOUIN (1972). Toutefois, la phase marneuse participerait au resédiment et serait située en sommet de séquence.
- STRASSER (1979) constate une prédominance des apports détritiques dans les niveaux marneux et en déduit une action périodique des courants.

La dernière théorie (STRASSER) est la seule qui implique les particularités décrites, c'est-à-dire la prédominance des éléments détritiques et biogènes dans les niveaux marneux.

Le problème de variations climatiques régulières sur des épisodes de courte durée (dans le cas présent approximativement 20.000 années par séquence) ne semble guère donner de solutions satisfaisantes. De même, des abaissements rythmiques du niveau de la mer suivis de remontrées tout aussi régulières semblent, du moins pour le cas présent, largement hypothétiques, surtout dans un milieu relativement calme et "profond", où les mouvements verticaux devraient être de grande envergure pour permettre le changement du type de sédimentation.

La solution proposée par STRASSER, c'est-à-dire l'action périodique des courants, semble bien être applicable aux alternances/marnes marnocalcaires du bassin des Causses.

La sédimentation normale du bassin central aurait été composée de mudstones calcaires à milieu légèrement confiné et faune benthique restreinte. Un système de courants faibles semi-permanents serait à l'origine de rares apports détritiques en provenance des bordures (ou de remaniements de niveaux marneux sous-jacents), ainsi que de l'orientation des bélemnites en certains niveaux. Des apports périodiques des marges, où se développait une riche faune benthique, se seraient alors surimposés aux courants permanents du bassin et auraient amené dans le bassin central les débris d'échinodermes, de bryozoaires, de lamellibranches et les dasycladacées. La morphologie de ces débris (peu cassés, non roulés) montre bien qu'ils n'ont pas subi d'abrasion en milieu à haute énergie. La modalité de transport peut correspondre à différents mécanismes :

- Fluxoturbidites (dans le membre de Mende).
- Communication périodique du bassin des Causses avec un bassin voisin avec apports d'eaux fraîches amenant des débris biogènes "au passage".

- Glissements de grains sur le talus séparant les faciès à haute énergie du bassin, puis reprise de ces grains par des courants longitudinaux.
- Courants de turbidité.

Il est possible que plusieurs de ces facteurs aient joué conjointement.

La reprise d'apport latéraux par des courants longitudinaux est connue dans la nature (Océan Atlantique, STANLEY, 1969) et en expérimentation (LUETHI, 1978). Elle explique bien certaines dispositions dans les séries anciennes (exemple Bassin de Jaca, DELFAUD, 1979). La première action de ces courants conduit à un arrêt de la sédimentation précédente (contact net des marnes sur les calcaires). Si les courants sont assez forts, ils peuvent engendrer un hardground qui se fait peupler de lamellibranches. La phase marneuse caractérise déjà une énergie décroissante, avec la déposition de biogènes remaniés. Le passage aux calcaires est progressif. Il se peut qu'il coïncide avec un réchauffement progressif des eaux du bassin. La température des eaux serait ainsi gérée non pas par des variations climatiques mais par l'action des courants.

En admettant ce processus, il est facile d'expliquer le fait que des contacts marnes sur calcaires soient bien plus prononcés dans le membre de Mende que dans le membre marnocalcaire. En supposant l'existence de courants latéraux d'énergie égale pour les deux membres, la force érosive dans l'étroit sillon cévenol du Lotharingien supérieur fut autrement plus intense que dans le large bassin des Causses durant le Carixien. Le changement des faciès au passage du Lotharingien au Carixien serait dû à l'incorporation de la bordure occidentale du bassin des Causses dans les milieux à basse énergie.

2 - La formation de Villeneuve

Quatre rythmes peuvent être distingués dans la formation de Villeneuve, dont trois sont répartis sur le membre inférieur, les marnes de Villeneuve, tandis que le dernier représente les Couches Blanches. Seul le deuxième rythme est constitué de séquences répétitives ; le premier et le dernier correspondent à une phase de sédimentation irrégulière,

faite de condensations et de resédimentations, tandis que le troisième est composé en fait d'une seule séquence, la séquence des marnes à Tisoa (épaisse seulement de quelques mètres).

a) Les marnes de Villeneuve

C'est une assise épaisse d'une soixantaine de mètres qui comprend trois unités.

- Le premier rythme :

Les premiers mètres des marnes de Villeneuve sont constitués d'alternances de marnes bleutées et de marnes blanchâtres, dans lesquelles s'intercalent parfois quelques chenaux à entroques. Quelques bancs marno-calcaires montrant des signes de glissements synsédimentaires sont caractéristiques pour ce rythme.

Ce rythme, qui correspond au Domérien II/III p.p. dans la nomenclature de MATTEI (1971), traduit les irrégularités de sédimentation et de subsidence qui sont caractéristiques du passage Carixien - Domérien dans le bassin des Causses.

Ech. V-1, coupe de Villeneuve (Pl. II, fig. 1).

Wackestone glauconieux (20 % de grains). Ciment micritique, texturation homogène. La glauconie est fréquente, le plus souvent sous forme de pellets (30 % des grains). Les bioclasts sont essentiellement constitués de spicules désilicifiées et d'échinodermes, parfois micritisés par les bords. Ostracodes, foraminifères et débris végétaux sont présents.

Cet échantillon marque la base des marnes de Villeneuve et fait suite immédiatement à l'échantillon P-30. Il est couronné d'un banc marnoclacaire.

Ech. V-2, coupe de Villeneuve (Pl. II, fig. 2).

Mudstone à spicules (5 % de grains). Ciment micritique, texturation homogène. Les grains sont essentiellement composés de spicules. Les débris d'échinodermes sont rares et presque entièrement (micro-) sparitisés. On trouve des débris végétaux et des ostracodes. La glauconie est absente.

On observe donc les mêmes différences entre les marnes et les calcaires que dans la formation du Bourg, c'est-à-dire la prédominance des éléments clastiques dans les marnes.

Le sommet du premier rythme (termes 11-14, fig. 6c) est marqué par l'apparition de niveaux à entroques se matérialisant parfois sous forme de petits chenaux.

Ech. V-4 c, coupe de Villeneuve (Pl. II, fig. 3).

L'échantillon correspond au top d'une séquence marneuse. Lamination horizontale. Lamines grossières : wackestone (50 % de grains), lamines fines : mudstone (5 % de grains). Dans la fraction grossière abondent les échinodermes ainsi que les involutines. Ces dernières soulignent le caractère resédimenté de la fraction. Les spicules et les ostracodes sont uniformément répandus sur l'échantillon. Le quartz silteux est fréquent.

Ech. V-5 a, coupe de Villeneuve (Pl. II, fig. 4).

L'échantillon couronne le faciès précédent sous forme d'un niveau marneux grumeleux à chenaux d'entroques. Wackestone laminé à spicules (30-60 % de grains). Laminations parfois perturbées (flaser-bedding). Parmi les biogènes, les spicules dominant largement, associées à des petits débris d'échinodermes très recristallisés (micritisation) et de gros débris peu diagénétisés. Le quartz silteux est dissous tangentiellement.

Ech. V-5 b, coupe de Villeneuve (Pl. II, fig. 5).

Le banc marnocalcaire qui couronne V-5 a est un mud- à wackestone à texturation homogène (10 % de grains). La phase organique est constituée en premier lieu de spicules, parfois incomplètement désilicifiées. Les échinodermes, les ostracodes et les foraminifères y sont rares.

Ech. V-5 c, coupe de Villeneuve (Pl. II, fig. 6).

Le faciès correspond à V-5 b, abstraction faite des foraminifères. Il caractérise la reprise de la sédimentation marneuse sur le banc marnocalcaire.

- Le second rythme :

La limite entre le premier et le second rythme des marnes de Villeneuve est à placer entre les échantillons V-5 b et V-5 c ; c'est là en effet que s'effectue le changement de faciès au niveau des marnes : en-dessous de V-5 b, la sédimentation correspond plus ou moins à celle qui régnait au Carixien. Au-dessus, un deuxième rythme, composé de quatre séquences, débute par des faciès plus calcaires, jaunâtres, et passe successivement à des niveaux plus argileux, très noirs de couleur. La base des séquences est parfois marquée d'un banc marnocalcaire (V-5c). Le sommet des séquences est caractérisé par des marnes argileuses noires, formant une falaise marquée.

Ech. V-8, coupe de Villeneuve (Pl. II, fig. 7).

Wackestone (20 % de grains) à spicules. Texturation homogène. Les grains sont presque exclusivement constitués de biogènes : spicules désilicifiées, foraminifères et ostracodes. Les échinodermes diminuent par rapport aux échantillons du premier rythme.

Ech. V-10 a, coupe de Villeneuve (Pl. II, fig. 8).

Wackestone spiculitique (20 - 40 % de grains). Parmi les bioclasts abondent les spicules, les entroques de grande taille et les foraminifères ; les ostracodes et les rhynchonellides sont présents. Les bioclasts sont de manière générale bien moins usés que dans l'échantillon précédent.

Ech. V-10 b, coupe de Villeneuve.

Mudstone (5 % de grains) à spicules. A part des spicules, quelques rares débris d'entroques et de lamellibranches se trouvent de façon parsemée. Le quartz silteux et la pyrite abondent.

Ech. V-10 c, coupe de Villeneuve (Pl. III, fig. 1).

Mud- à wackestone (10 - 20 % de grains) spiculitique. Les bioclasts sont composés en majeure partie de spicules strictement orientées. De façon subordonnée apparaissent les ostracodes, les foraminifères et les échinodermes.

Les échantillons V-8 à V-10 c correspondent tour à tour au sommet d'une séquence, puis à la base de la séquence successive. L'analyse micrographique ne permet guère de déceler un ordre au sein de la séquence

à part pour le terme basal (V-10 a) qui semble soit montrer des signes de condensation, soit correspondre à un niveau resédimenté (grandes entroques, rhynchonellides). La différenciation des éléments de la séquence est ensuite uniquement due aux variations du taux d'argile.

- Le troisième rythme :

Le troisième rythme des marnes de Villeneuve est caractérisé par des mudstones homogènes ou laminés, où l'on observe la disparition presque totale des entroques.

Ech. V-16 b, coupe de Villeneuve (Pl. III, fig. 2).

L'échantillon qui correspond au remplissage d'une structure de type Tisoa, montre une texturation indistinctement laminée. Dans un ciment cryptocristallin nagent 5 % de grains constitués essentiellement de spicules ; les foraminifères pyritisés et les ostracodes sont rares. Les échinodermes manquent ainsi que le quartz silteux.

Le troisième rythme des marnes de Villeneuve est caractérisé par un arrêt des apports marginaux (faunes benthiques, quartz). Toutefois, un niveau macroscopiquement reconnaissable comme resédiment (niv. 24) interrompt la monotonie de la sédimentation et annonce le membre suivant, les Couches Blanches.

Ech. V-17, coupe de Villeneuve (Pl. III, fig. 3).

Wackestone spiculitique (30 % de grains). Le ciment calcaire est criblé de petits cristaux de dolomie. Les grains, mis à part quelques rares quartz silteux ainsi que quelques grains pyriteux, sont d'origine organique : lamellibranches à coquilles fines (nuculides) et rhynchonellides. A part cela, les spicules et les foraminifères sont fréquents.

Le passage aux Couches Blanches s'effectue à travers quelques hésitations manifestées par les premières arrivées de niveaux à altérations blanchâtres.

Ech. V-18 a, coupe de Villeneuve (Pl. III, fig. 4).

Mud- à wackestone (5 - 30 % de grains) à foraminifères. Texturation laminée. Les apports des marges (quartz, échinodermes) sont en nette progression par rapport aux échantillons précédents.

Parmi les bioclasts abondent les foraminifères (Lenticulina sp. et nodosarides) et les ostracodes. Les débris de lamellibranches sont partiellement silicifiés ; les spicules se font rares.

Le dernier niveau des marnes de Villeneuve, immédiatement sous-jacent aux Couches Blanches (sommet niveau 25) fait preuve d'une absence quasi totale de vie benthique.

Ech. V-18 b, coupe de Villeneuve (Pl. III, fig. 5).

Mudstone (1 % de grains) à ciment micritique ou microsparitique. Les grains sont composés de quartz anguleux ainsi que de très petits fragments d'échinodermes, d'ostracodes et de spicules.

b) Les Couches Blanches

Le contact est très net avec les Couches Blanches, dont la première séquence marnes - marnocalcaire - marnes (V-18 c -V-18 e, niveau 26) se distingue avant tout par sa teneur en quartz.

Ech. V-18 c, coupe de Villeneuve (Pl.III, fig. 6).

Wackestone silteux (ciment micritique contenant 15 - 20 % de petits quartz anguleux, .05 mm). Parmi les grains d'origine organique on trouve des spicules et des ostracodes, mais surtout des foraminifères et des gastéropodes pyritisés. Les gastéropodes sont partiellement remplis d'un sédiment cryptocristallin sans quartz, ce qui tente à prouver le caractère resédimenté de la faune benthique. Les débris d'échinodermes sont assez rares, mais de plus grande taille que dans l'échantillon précédent.

Ech. V-18 d, coupe de Villeneuve (Pl. III, fig. 7).

Wackestone glauconieux (20 - 30 % de grains). Le quartz est en nette diminution par rapport au niveau marneux ; par contre, les échinodermes eux sont en progression et constituent la plus grande partie des biogènes auxquels viennent s'associer les spicules, les foraminifères et les lamellibranches. La glauconie est répandue (environ 5 %) soit sous forme de pellets, soit de façon diffuse dans les recoins du ciment microsparitique.

Ech. V-18 c, coupe de Villeneuve (Pl. III, fig. 8).

Wackestone silteux (15 % de grains). Les grains sont presque exclusivement constitués de quartz anguleux auxquels viennent s'associer des framboïdes de pyrite et des rares spicules.

Les séquences des Couches Blanches présentent un net changement par rapport à celles des marnes de Villeneuve, manifesté par un apport massif de quartz détritique, tandis que les apports de débris d'échinodermes et de glauconie ne sont plus associés aux quartz, mais plutôt authigènes.

Les dernières séquences marneuses sous-jacentes à la formation des Schistes Carton montrent, finalement, l'apparition de nodules phosphatés (niveau 30).

Ech. V-21 a/c, coupe de Villeneuve (Pl. IV, fig. 1)

Wackestone (20 % de grains) à spicules et phosphate. Le ciment est constitué d'une microsparite calcaire, localement remplacée de façon diffuse par de la phosphorite. Il semble que des écailles de poisson servent de nucleus à la phosphoritisation du calcaire. La phosphorite est en outre présente sous forme d'éléments bréchiques (0.4 mm) anguleux, à ciment phosphoritique. Les framboïdes de pyrite et les spicules partiellement pyritisés abondent. La gangue contient par ailleurs du quartz silteux (10 %), des entroques, des lamellibranches à coquilles fines, des radiolaires et des bélemnites corrodées et tarraudées.

c) Variations latérales

Au centre du bassin, les variations des microfaciès sont peu importantes. Vers l'Ouest, des niveaux granoclassés s'intercalent dans les Couches Blanches, annonçant les changements de faciès sur le seuil du Rouergue. Au Sud, le premier rythme disparaît rapidement (lacune stratigraphique), tandis que le troisième se réduit en épaisseur et ne montre plus les structures "Tisoa".

La base du deuxième rythme et le quatrième rythme subissent des modifications fasciologiques au Sud de la faille de la Sorgue. Les

passages latéraux aux formations de type cévenols seront décrits plus loin. Le faciès "Couches Blanches" est bien présent dans la région de Mende et au Nord du Lot, ce qui tenterait à démontrer la présence du Domérien supérieur dans ces régions. Ce fait fut nié en certains points par NORMAND (1964) et RICHER (1963). Par contre, le troisième rythme disparaît dans ces régions, non pas par lacune stratigraphique, mais par passage latéral au second ou quatrième rythme.

d) Discussion

Les différences entre la formation de Villeneuve et la formation du Bourg peuvent se résumer ainsi :

- Prédominance absolue des marnes par rapport aux calcaires qui ne marquent que des épisodes exceptionnels.
- Changement des apports détritiques avec l'arrivée de la kaolinite
- La fossilisation des ammonites diffère ; de calcaire dans la formation du Bourg, elles sont conservées en pyrite dans la formation de Villeneuve, tandis que parallèlement, leur taille diminue.

Par contre, certains caractères se poursuivent d'une formation à l'autre :

- Rareté relative du quartz, absence totale de quartz en fraction gréseuse.
- Absence presque totale de faunes benthiques autochtones exception faite d'ostracodes, de foraminifères et d'animaux fouisseurs ; seule se développe une faune benthique plus évoluée dans les Couches Blanches.
- Les éléments biologiques prédominant demeurent les spicules d'éponges siliceuses.

Le premier rythme montre les mêmes caractéristiques que le dernier rythme de la formation du Bourg ; la seule différence provient du développement plus important des niveaux marneux à apports détritiques. La présence de la glauconie dans les toutes premières séquences

est à remarquer (voir CLOUD, 1955 ; MILLOT, 1964 ; Mc RAE, 1972 ; HALDIMANN, 1977). En général, la glauconie est caractéristique de sédimentation réduite en milieu localement réducteur. Il semble établi que le taux de sédimentation était en effet peu important au passage Carixien - Domérien ; MATTEI (1971) n'exclut d'ailleurs nullement la possibilité d'une lacune stratigraphique entre les deux sous-étages sur la base de l'arrivée brutale des faunes domériennes et de l'extinction tout aussi brutale des faunes carixiennes. Un approfondissement du bassin, non compensé par la sédimentation (début de bassin affamé), est confirmé par l'existence de niveaux slumpés. Les hauts-fonds voisinant ne permettent pas encore d'apports massifs d'argiles. Cette possibilité est acquise à la base du deuxième cycle : les apports argileux dominent largement ; la sédimentation et la subsidence sont équilibrées. La persistance des hauts-fonds est prouvée par des apports périodiques de crinoïdes et de quartz, formant les bases des séquences élémentaires. Le troisième rythme, micrographiquement très proche du deuxième, indique un arrêt presque total des apports des marges. Stratigraphiquement, cet épisode (Domérien V de MATTEI) correspond à la reprise de la sédimentation à prédominance marneuse de type formation de Fraissinet succédant à la formation de la Combe-Albert. On peut donc voir dans le talus sous-marin du domaine sud-cévenol la source des apports marginaux (échinodermes, spicules) dans le bassin. L'arrêt d'apport d'eaux oxygénées se traduit dans le troisième rythme par un appauvrissement de la faune benthique autochtone (disparition des foraminifères) ainsi que par le développement d'une faune de fousisseurs très particulière, les Tisoa siphonalis DE SERRES.

Une interprétation générale des faciès marneux sera tentée après le paragraphe consacré à la formation de Fontaneilles et surtout après l'apport du chapitre sur la géochimie ; l'analyse micrographique ne permet pas en effet de trancher entre les hypothèses émises au sujet du milieu sédimentaire des sédiments marneux.

L'interprétation classique (pélagique, profond) fut mise en question par MATTEI (1961) et ensuite par RICHER (1963) et NORMAND (1964), qui rattachèrent les marnes à des milieux très peu profonds, évoquant (MATTEI) des similitudes avec les milieux de mangroves. GUEx (1972)

suggéra, à la suite de STURANI (1971), le faciès à herbiers flottants, hypothèse qui avait été avancée dans des terrains analogues pour expliquer des faciès euxyniques ou peu aérés (par exemple RIEBER, 1975).

Si l'interprétation du faciès des marnes de Villeneuve est reprise plus loin, le quatrième rythme, celui des Couches Blanches, mérite quelques remarques particulières, étant donné qu'il caractérise le faciès précédant les Schistes Carton.

L'élément déterminant des Couches Blanches est l'apport massif de quartz détritique. Cet apport coïncide avec l'exhaussement des marges occidentales et orientales. Les bancs calcaires ne sont plus caractérisés, comme dans les marnes de Villeneuve, par un appauvrissement en faunes, mais plutôt par un enrichissement ; en revanche, le nombre de grains de quartz baisse dans les calcaires. Deux hypothèses semblent se présenter : ou les niveaux calcaires correspondent à des résédiments provenant d'une partie autre que celle qui livre les grains de quartz (par exemple de la bordure occidentale du bassin), ou alors ces bancs contiennent des faunes semi-autochtones et caractériseraient la conquête du bassin central par les échinodermes en période d'apports argileux déficients. La glauconie, indice de sédimentation réduite, et le manque de laminations dans les niveaux calcaires, nous font pencher vers la seconde solution.

Des arguments géochimiques viennent en appui au modèle du bassin affamé. Mais le meilleur argument semble être la présence de phosphate, sous forme de nodules noirs ou de zones diffuses blanches, qui apparaissent immédiatement au-dessous des Schistes Carton.

Les phosphates se forment de nos jours principalement dans deux domaines : les zones hautes à sédimentation réduite en contact avec des eaux froides (par exemple upwelling) d'une part, et d'autre part les bassins à sédimentation réduite ou absente et à milieu réducteur (voir YOUSSEF, 1965 ; Mc KELVEY, 1967 ; FUECHTBAUER & MUELLER, 1970 ; PETTIJOHN, 1975). Une participation organique à la formation des phosphates est probable dans certains cas (Mc CONNELL, 1965) ; de plus la phosphoritisation des carbonates par de l'apatite a été obtenue par expérimentation (AMES, 1959) et observée sur le terrain (HALDIMANN, 1977).

Selon PETTIJOHN (1975), les conditions de formation des phosphates de type bassin seraient :

- milieu anaérobe
- pH plus bas qu'en milieu marin normal
- sédimentation détritique extrêmement lente ou non-existante.

L'association de phosphorites à des faciès euxiniques est bien connue de la "Phosphoria formation", exemple classique pour les phosphates fossiles (Mc KELVEY et al., 1959, fig. 1). Selon ces auteurs, la coexistence entre les phosphorites de type bassin et les phosphorites de type plate-forme semble établie. Or, c'est cette coexistence qui apparaît dans le Domérien supérieur des Causses, avec les nodules noirs dans le bassin, associés à des phosphorites blancs dus au remplacement des carbonates (PETTIJOHN), tandis que sur le seuil languedocien, on ne trouve pas de nodules, mais seulement des phosphorites blancs de remplacement.

En conclusion, l'analyse micrographique des Couches Blanches permet de confirmer les résultats obtenus par les études stratigraphiques et tectoniques précédentes : à la fin du Domérien, les marges se soulèvent, le bassin est privé de ses apports détritiques ; il en résulte une accentuation du relief, se traduisant par l'encaissement du bassin par rapport à ses marges. C'est dans ce bassin que viendront se déposer les Schistes Carton.

3 - La formation des Schistes Carton

Une différenciation de la formation des Schistes Carton en membres ou même en rythmes n'est pas possible. La formation est en fait constituée d'un seul rythme, groupé en une succession de séquences élémentaires, formées d'alternances de lamines calcaires et de lamines argileuses et bitumineuses. Quelques bancs calcaires ainsi que des niveaux noduleux interrompent la monotonie de la sédimentation.

a) Les Schistes Carton

La base de la formation des Schistes Carton est constituée de feuillets argilo-bitumineux très fissiles avec une phase carbonatée peu importante par rapport aux séquences suivantes.

Ech. Sc-1/2, coupe de Fontaneilles (Pl. IV, fig. 3).

Mudstone (0 - 10 % de grains) à quartz silteux. Texturation irrégulière, à "taches" argilo-bitumineuses et à "taches" plus carbonatées à quartz détritique. Les bioclasts sont peu nombreux et constitués uniquement de rares spicules désilicifiées et d'éléments calcitiques sphériques (radiolaires ?).

Le premier banc calcaire de la série est d'une remarquable continuité dans le bassin des Causses. Il est caractérisé par des structures indiquant l'activité de courants. Ces structures, pouvant évoluer de stratifications obliques à pentes faibles à de véritables chenaux à stratification entrecroisée traduisent un événement exceptionnel dans la formation des Schistes Carton.

Ech. Sc-3, coupe de Fontaneilles (Pl. IV, fig. 4).

Texturation très nettement laminée ; alternance de lamines "mudstone", argileuses, bitumineuses, peu recristallisées, et de lamines sparitiques, très recristallisées, continues ou dissociées sous l'effet de compaction inhomogène. Au microscope électronique, la structuration des lamines grossières s'avère comme un amas de coccolithes et schizosphères (Pl. IV, fig. 2 A-2 B). Les lamines bitumineuses sont au contraire pauvres en restes fossiles. Aucun vestige d'organismes benthiques ne peut être décelé.

La sédimentation au-dessus du banc calcaire est constituée de calcaires laminés en alternances calcaires et bitumineuses ; un second banc calcaire vient s'intercaler dans ces séries (Sc-4 b - Sc-6).

Ech. Sc-4 c, coupe de Fontaneilles (Pl. IV, fig. 5).

Ce niveau correspond aux schistes superposés au banc Sc-3. Il s'agit d'un mudstone silteux. Les grains (5 %) sont presque exclusivement constitués de quartz silteux. Les biogènes sont des débris végétaux, des restes d'échinodermes et des rarissimes spicules.

Ech. Sc-5, coupe de Fontaneilles (Pl. IV, fig. 6).

Ce banc calcaire forme un mudstone à éléments calcitiques sphériques ; les éléments d'un diamètre de 0,1 mm sont micritisés sur les bords. Il se peut qu'il s'agisse de radiolaires ou de méga-

spores calcifiées. D'origine organique certaine, quelques rares échinodermes et spicules font part du microfaciès.

Ech. Sc-6, coupe de Fontaneilles (Pl. IV, fig. 7).

Les schistes surmontant le banc calcaire correspondent à l'échantillon Sc-4 c, mise à part la présence de flocons irréguliers d'origine douteuse agglutinant les quartz silteux (dimension approximative 1 mm) (coprolithes ?).

Ces faciès sont typiques pour la partie supérieure des Schistes Cartons ; les sédiments restent dépourvus de faunes benthiques et des apports de benthos par des courants ne se trouvent qu'en cas exceptionnels. Dans certains niveaux on constate une accumulation de lamelli-branches pseudopélagiques (Steinmannia bronni).

Les niveaux à apports de débris benthiques se concrétisent sous forme de nodules pyriteux.

Ech. Sc-7, coupe de Fontaneilles (Pl. IV, fig. 8).

Texturation laminée, mud- à wackestone (0 - 30 % de grains), granoclassement peu net. Dans la fraction fine, aucun reste organique n'a pu être trouvé. La fraction granoclassée contient des échinodermes et des rares spicules, ainsi que des Steinmannia à coquilles micritisées mais remplies de calcite sparitique. Mais la plus grande partie des vestiges organiques est formée par les éléments sphériques calcitiques décrits dans l'échantillon Sc-5. Dans la fraction granoclassée, on trouvera également des agrégats cryptocristallins pelletiques (faecal pellets ?), où la pyrite abonde soit en cristaux fins, soit de façon diffuse.

L'importance des apports organiques pour la formation des nodules est connue. Dans des niveaux analogues de Lorraine, la fraction organique est composée d'ammonites juvéniles (M. HANZO, communication orale RCP 459, 6/12/1978, Paris). Le granoclassement indique des apports allochtones, éventuellement par des courants de turbidité.

Au-dessus des niveaux à nodules pyriteux, la série est uniformément composée de schistes marnocalcaires peu différenciés.

Ech. Sc-8 b, coupe de Fontaneilles (Pl. V, fig. 1).

Mudstone (5 % de grains) à texturation homogène. Le quartz silteux très fin abonde ; parmi les grains dominant les spicules d'éponges et les débris de lamellibranches à coquilles fines (Steinmania ?). Les débris biogènes sont silicifiés (quartz) ; le fait, qu'aussi bien les coquilles de lamellibranches que les spicules soient remplacées de façon homogène suggère une resilicification des spicules après une calcification précoce. Les débris végétaux sont rares.

b) Variations latérales

Dans le sens horizontal et dans le sens vertical, les variations sont très rares dans la formation des Schistes Carton.

Immédiatement sous la formation de Fontaneilles, on trouve souvent deux niveaux à gros nodules à laminations horizontales. Ces nodules qui contiennent des faunes non écrasées ainsi que des fréquents éléments benthiques (Coelodiscus sp., Discinisca sp.), permettent d'estimer le taux de compaction qui a affecté les schistes avoisinants ; par comparaison entre les épaisseurs dans les nodules non déformés et dans les schistes correspondants, on obtient un facteur de compaction de 10 à 15.

Dans le sillon cévenol, on observe quelques bancs franchement silteux dans la partie supérieure des Schistes Carton.

Les deux bancs décrits préalablement sont par contre d'une remarquable continuité dans l'ensemble du bassin.

c) Discussion

L'étude micrographique n'apporte que peu de renseignements sur les milieux de dépôts au Toarcien inférieur. Les caractères principaux se résument ainsi :

- Absence de faunes benthiques ; l'attribution des "posidonnies" au benthos, ainsi que le proposa KAUFFMANN (1978), peut prêter à discussion. D'autres éléments sont soit pseudoplanto-

niques, soit associés à des résédiments. Les restes végétaux, susceptibles d'avoir transporté les éléments pseudoplanctoniques, abondent (Pl. XI, fig. 4).

- La faune et la flore planctonique est abondante dans tout le rythme ; toutefois, dans le cadre de la séquence élémentaire (varve calcaire/varve bitumineuse-argileuse), seul l'élément calcaire contient des nannofossiles figurés. Dans les séquences basales, la varvation est parfaite ; dans les termes supérieurs, elle devient inexistante ou alors diffuse de la même façon que GOY (1979) l'a décrit pour les Schistes Carton du Bassin Parisien.
- Les éléments nectoniques ou "pseudoplanctoniques" (ammonites, bélemnites, lamellibranches p.p., vertébrés) sont présents dans tous les niveaux ; en général, ils sont plus fréquents dans les niveaux supérieurs.
- D'un point de vue hydrodynamique, les Schistes Carton sont marqués par une absence quasi totale d'indices de courants. En font exception un banc calcaire à la base qui montre des stratifications obliques ou entrecroisées, passant latéralement à de véritables chenaux, ainsi que vraisemblablement les niveaux noduleux. Dans ces derniers, un granoclassement lamine par lamine a été observé. Les rares faunes benthiques certaines se trouvent dans ces niveaux. On y observe également une accumulation de restes de vertébrés. Une fréquence de niveaux à signes de courants, tels ceux signalés par KAUFFMANN (1978) et BRENNER et SEILACHER (1978) ne peut être observée ; de même, la fréquence de benthos évolué observé par ces auteurs à Holzmaden, fait absolument défaut dans les Causses. L'affleurement de Holzmaden semble en fait être plutôt exceptionnel car ni dans le bassin de Paris (GOY, 1979), ni dans les équivalents de Basse Saxe, on ne connaît pareille abondance de faunes benthiques.
- L'accumulation de la fraction calcaire en amygdales, telle que GOY l'a décrite, peut s'observer dans la partie supérieure des Schistes Carton. Ces amygdales peuvent être soit attribuées à des coprolithes, soit à des vestiges d'algues planctoniques.

- Les épisodes calcaires semblent en général correspondre à des apports marginaux (entroques) ou alors ils caractérisent l'action de courants de fond. Dans tous les cas, aucune manifestation de changements dans le caractère anoxique des sédiments ne peut être observée.
- Contrairement à ce qui a été observé dans les formations précédentes, on remarque une resilicification des bioclasts carbonatés.
- La dissolution de matériaux aragonitiques est systématique ; la calcite ne subit pas de diagénétisation.

Les caractères micrographiques de la formation des Schistes Carton permettent de reconnaître le milieu anoxique du dépôt. Des variations dans la série verticale, allant de milieux anoxiques à des milieux de gyttia puis à des milieux oxygénés, comme le suggèrent notamment les travaux de KAUFFMANN et de BRENNER et SEILACHER, ne peuvent nullement être constatées dans le bassin des Causses ; toutefois, comme le souligne GOY, le milieu de sédimentation n'était pas forcément identique dans tous les domaines sédimentaires des Schistes Carton. La caractérisation des milieux sédimentaires décrits par KAUFFMANN est toutefois avant tout inspirée par une interprétation différente du style de vie des "posidonies". La théorie "classique" admet en effet le pseudoplanctonisme des Steinmannias.

En général, les auteurs sont prêts à accorder aux Schistes Carton un caractère euxynique, résultant d'une stratification du plan d'eau. Le milieu extrêmement calme du dépôt est notamment manifesté par la conservation exceptionnelle des nannosphères (GOY, 1979 ; GOY, D. NOEL et BUSSON, 1979).

L'association des Schistes Carton à une topographie contrastée avec des seuils et des bassins abaissés, est en général admise par la plupart des auteurs (par exemple : HALLAM, 1979 ; MUELLER et BLASCHKE, 1969 a, b ; GOY, 1979). HALLAM (1975) avait bien mis en doute cette topographie en constatant que sous certains climats particuliers, des dépôts anoxiques pouvaient se former sans topographie sous-marine prononcée ; cet auteur est toutefois revenu au modèle classique dans ses publications plus récentes (1979, et BRADSHAW, 1979). Il associe

les faciès bitumineux aux phénomènes de transgressions à grandes échelles. Pour JORDAN (1974), le faciès anoxique serait dû à une stratification du plan d'eau en rapport avec la percée sous-marine des dômes salifères de Basse Saxe. Aussi originale que puisse paraître la solution proposée, elle ne s'avère malheureusement pas adaptable à des bassins isolés comme les Causses et le bassin du Bas Languedoc. De plus, les caractères géochimiques s'opposent nettement à cette interprétation.

Une interprétation des faciès ne pourra être tentée qu'après les apports de la géochimie. Toutefois, dès lors, les constatations tirées à la suite de l'analyse micrographique de la formation de Villeneuve s'avèrent essentielles : à la suite des mouvements tectoniques du Domérien supérieur, le bassin des Causses se trouve abaissé par rapport à ces marges ; le soulèvement de ces dernières isole le bassin de ses apports détritiques. La reprise de ces apports, vraisemblablement liée à l'ouverture de la marge méridionale, conduit à une sédimentation euxynique due à la stratification du plan d'eau. La stratification serait en rapport avec l'influx d'eaux froides à salinité normale, plongeant sous les eaux légèrement saumâtres et chaudes de la surface. Il semble en effet probable que la proximité des côtes (fig. 23 c) ait permis des apports assez importants d'eaux douces. On se trouverait donc dans une situation similaire à celle du modèle de la Mer Noire, de la Mer Baltique ou des fjords scandinaves. Bien que quelques cas de courants de fond aient été observés, aucun brassage entre eaux oxygénées et eaux anoxiques n'a pu être constaté. Il est possible qu'un tapis d'algues situé à la limite entre les deux plans d'eau soit responsable de ce fait, comme le suggéra RIEBER (1975). Les apports périodiques de débris de faunes benthiques dans le bassin suggèrent des conditions plus normales sur les marges.

Le litage fin très régulier que l'on trouve à la base de la formation pourrait être en rapport avec des "whittings" périodiques, probablement annuels, correspondant à la floraison du nannoplancton (PURDY, 1963). D'autre part, la possibilité d'une précipitation directe de calcite à la suite d'une photosynthèse active au contact entre eaux froides et eaux chaudes, telle qu'elle fut constatée au large de l'Australie (REVELLE et FAIRBRIDGE, 1957) ne peut être exclue. Cette possibilité apporterait également une varvation annuelle. Vers le haut de la formation, le litage régulier fait place à des flocons calcitiques, interprétés par GOY (1979) et par KAE LIN (1980) comme faecal pellets.

4 - La formation de Fontaneilles

Cinq rythmes peuvent être observés dans la formation de Fontaneilles. Le premier correspond à des alternances entre marnes à fossiles pyriteux souvent écrasés et des retours aux faciès euxyniques sous-jacents (couches en échelons auct.). Le second est caractérisé par une série de séquences montrant une discontinuité basale nette et des faciès plus calcaires, souvent accompagnés de chenaux, évoluant graduellement vers des faciès plus argileux. Le troisième correspond aux bancs condensés du passage Toarcien moyen - Toarcien supérieur. Le quatrième rythme montre les mêmes caractéristiques que le second, tandis que dans le dernier, la séparation des séquences semble difficile ; il correspond en fait à une masse peu différenciée de marnes argileuses noires.

Les trois premiers rythmes appartiennent aux marnes inférieures de Fontaneilles.

a) Les marnes inférieures de Fontaneilles

Dans les parties les plus centrales du bassin, on observe sept séquences correspondant aux "couches en échelons" : les échantillons Sc-15, Sc-16 b et Sc-17 forment le toit de l'avant-dernière séquence ainsi que la dernière séquence marnes - schistes.

Ech. Sc-15, coupe de Fontaneilles (Pl. V, fig. 2).

Wackestone (20 % de grains). La texturation est homogène. Les grains sont en majeure partie des quartz silteux. Parmi les biogènes rares, on constate la première apparition de filaments, le plus souvent très courts ; des filaments allongés sont présents mais rares. Les spicules et les débris de lamellibranches sont rares, ainsi que les restes silicifiés de petits brachiopodes. Des zones plus micritisées, à contours flous, évoquent l'action éventuelle de fous-seurs.

Ech. Sc-16 b, coupe de Fontaneilles (Pl. V, fig. 3).

Mudstone (2 - 5 % de grains). Le quartz silteux fait presque entièrement défaut ; les grains sont constitués de bioclasts, parmi lesquels on note la présence de petits gastéropodes et de foraminifères à tests pyritisés. Les débris d'entroques et de lamellibranches sont rares et peu roulés, les entroques étant parfois pyritisées tangentielllement. Les spicules et les filaments manquent dans l'échantillon.

Ech. Sc-17, coupe de Fontaneilles (Pl. V, fig. 4).

Wackestone (20 % de grains). Bien que macroscopiquement ces schistes ne diffèrent que peu des schistes précédents, on constate une nette augmentation des bioclasts. A côté des grains de quartz silteux on note la présence de nombreux échinodermes et lamellibranches. Les filaments courts sont fréquents, ainsi que les spicules. On notera la présence de rares feuillets de mica.

Micrographiquement, le premier rythme de la formation de Fontaneilles montre des fortes affinités avec les Schistes Carton sous-jacents. Les éléments benthiques sont plus fréquents et plus diversifiés, toutefois leur caractère autochtone semble douteux. Des foraminifères et des gastéropodes se trouvent uniquement dans les niveaux marneux où la bioturbation est plus évidente que dans les niveaux schisteux.

Les conditions plus ou moins anoxiques qui règnent à la base du Toarcien moyen changent au-dessus du dernier terme schisteux. Des gastéropodes et des lamellibranches fouisseurs de petite taille illustrent des conditions de vie plus favorables dans le second terme des marnes inférieures.

Ech. F-6 a, coupe de Fontaneilles (Pl. V, fig. 5).

Mudstone (2 % de grains). Les quartz silteux sont rares. Les biogènes (lamellibranches, entroques) ont souvent une marge pyritisée. Les filaments assez allongés sont fréquents.

L'échantillon qui correspond au sommet d'une séquence, ne diffère micrographiquement que peu de l'échantillon correspondant à la base de la séquence suivante.

Ech. F-6 b, coupe de Fontaneilles (Pl. V, fig. 6).

Mudstone (1 % de grains). Le quartz est pratiquement absent. Les seuls grains sont des bioclasts (gastéropodes).

La différenciation séquentielle, qui paraît évidente sur le terrain, se réduit finalement à une faible différence en pourcentages de carbonates et de quartz silteux. Le milieu semble plus réducteur (pyritisation des bioclasts) dans le haut des séquences.

Le troisième rythme des marnes inférieures s'individualise sur le terrain par son altération blanchâtre ainsi que par la fréquence des accidents calcaires.

Ech. F-13 c, coupe de Fontaneilles (Pl. V, fig. 7).

Wackestone (10 - 50 % de grains), à texturation très irrégulière (flaser-bedding). Les grains sont essentiellement constitués de débris de crinoïdes, systématiquement recristallisés (microsparite). Des cristaux de microsparite se trouvent également dans la matrice micritique. A côté des échinodermes, on trouve des filaments ainsi que des foraminifères (*Involutina* sp.) et des lamellibranches.

Ech. F-13 f, coupe de Fontaneilles (Pl. V, fig. 8).

Ce banc qui correspond à la limite stratigraphique entre le Toarcien moyen et le Toarcien supérieur, est d'une remarquable constance sur l'ensemble du bassin des Causses. Il s'agit d'un packstone avec 70 % de grains ; parmi ceux-ci, les biogènes dominent très largement (filaments, foraminifères, lamellibranches sparitisés, échinodermes, bélemnites cassées). La phosphorite occupe une part considérable, soit sous forme d'écailles de poissons, soit avant tout comme gros nodules arrondis de phosphate blanchâtre. Les phosphates remplacent la calcite de la matrice, tandis que les biogènes sparitiques ne sont pas phosphatisés. En certains cas, un remaniement des zones phosphatisées est observé. Le quartz détritique est absent.

Dans les marnes suivant ce niveau, on trouve toujours des nodules phosphatés ainsi que des ammonites remaniées. Les chenaux calcaires qui s'y intercalent sont des wackestones à filaments ; les entroques sont en net recul par rapport aux bancs calcaires.

b) Les marnes supérieures de Fontaneilles

Le premier rythme des marnes supérieures ressemble sur le terrain au second rythme des marnes inférieures.

Ech. F-14 b, coupe de Fontaneilles (Pl. VI, fig. 1).

L'échantillon correspond au sommet d'une séquence. Il s'agit d'un mudstone avec 10 % de grains. Une lamination peu distincte

est reconnaissable. Les grains sont essentiellement bioclastiques : échinodermes, spicules (rares), ostracodes micritisés, filaments. Les grains sont de très petites tailles et relativement homogènes.

Ech. F-14 c, coupe de Fontaneilles (Pl. VI, fig. 2).

Wackestone (15 - 20 % de grains). L'échantillon contient le même inventaire biologique, toutefois les grains sont de plus grande taille et moins homogènes. Les filaments et les lamellibranches ainsi que les spicules sont plus nombreux que dans l'échantillon précédent.

Le quartz détritique augmente en pourcentage vers le haut du rythme tandis que les bioclasts se réduisent en pourcentage et en diversité. Dans le dernier rythme de la formation de Fontaneilles, ils se cantonnent à des filaments et à des foraminifères ; les échinodermes se raréfient, les spicules disparaissent. Parmi les lamellibranches, seules persistent les "posidonnies" à coquilles fines.

Les épisodes dolomitiques à altération jaunâtre qui forment les bases des "séquences" du dernier rythme, sont pratiquement azoïques ; la matrice micritique argileuse est imprégnée de cristaux dolomitiques euhédraux.

c) Variations latérales

Les marnes inférieures de Fontaneilles subissent des réductions d'épaisseurs considérables en approchant des marges. Le passage latéral à des oolithes ferrugineuses sera décrit plus loin. Le premier rythme, les couches en échelons, passent sur la bordure cévenole à des alternances de marnes et de marnocalcaires silteux à inocérames.

Sur les marges, le second rythme est partiellement ou entièrement représenté par des marnes à fossiles phosphatés (niveau de Murène). Les condensations et les remaniements affectant le troisième rythme sont généraux, sauf dans la coupe de Camplong (GUEx, 1975) où la transition entre Toarcien moyen et Toarcien supérieur s'effectue à travers quelques bancs de calcaires marneux sans signes particuliers de condensation ; dans ces couches, GUEx a pu démontrer une succession complète d'ammonites comme la décrivait GABILLY (1976) en Poitou. Lithologiquement, le passage

est très similaire dans le Valdonnez ; toutefois, le contrôle stratigraphique n'a pu être effectué. Si le passage entre Toarcien moyen et Toarcien supérieur s'avérait effectivement continu en Valdonnez, ceci signifierait que le "sillon cévenol", actif avant tout au Lotharingien supérieur et au Carixien, aurait retrouvé son activité au Toarcien moyen et supérieur. Les condensations et remaniements constatés en bordure du sillon seraient alors dus au soulèvement tectonique des marges.

Finalement, dans le membre supérieur des marnes de Fontaneilles, les variations de faciès sont peu importantes en dehors de certains points sur les bordures (niveau gréseux sur le Causse du Pompidou). Seul le premier rythme est encore affecté par de légers changements : en certains points, ces séquences font encore partie du niveau de Murène.

d) Discussion

La formation de Fontaneilles caractérise un second grand rythme dans la succession marneuse du groupe de Rivière, séparé du premier (formation de Villeneuve) par les faciès plus calcaires de la formation des Schistes Carton. D'aspect très voisin au premier abord, les deux grands rythmes montrent toutefois d'importantes différences de détail.

La persistance des apports argileux domine l'aspect de la formation. Toutefois, contrairement à ce qui était le cas au Domérien, les dépôts argileux gagnent également les marges ; les hétéropies de faciès sont peu importantes et n'affectent que le membre inférieur ainsi que la base du membre supérieur. Les faciès à haute énergie ont pratiquement disparu ; seuls quelques chenaux à entroques ou à filaments persistent à la base des séquences.

La sédimentation est beaucoup plus régulière qu'au Domérien ; ceci se traduit par une continuité lithologique remarquable (les différentes séquences se suivent sur des dizaines de kilomètres, voir GUEx, 1972, 1975), ainsi que par une corrélation stratigraphique parfaite avec les régions avoisinantes. Pendant le Domérien, MATTEI (1961, 1971) constatait des différences importantes entre les successions fauniques des Causses et celles du Bas-Languedoc.

On ne trouve pas de glauconie dans les marnes de Fontaneilles ; en dehors des marges, la phosphorite ne se trouve que dans les séquences de passage entre le Toarcien moyen et le Toarcien supérieur.

Contrairement aux marnes de Villeneuve, les marnes de Fontaneilles ont une abondante faune de benthos diversifiée dans pratiquement tous les niveaux. Les marnes supérieures perdent toutefois le benthos dans leur rythme supérieur.

Le contenu biologique a changé entre le Domérien et le Toarcien. Si les éléments dominant durant le Domérien étaient les spicules de démosponges et les ostracodes, au Toarcien, ce sont les filaments et les foraminifères. La diminution du pourcentage des démosponges est en rapport avec la disparition des seuils à sédimentation réduite, peu boueuse, tels qu'on les trouvait dans les Causses au Lias moyen. Des travaux récents sur l'écologie des éponges siliceuses (WIEDENMAYER, 1979) montrent en effet que ces dernières préféraient les substratums endurcis. Selon WILSON (1973), les éponges siliceuses auraient leur maximum d'expansion depuis le Paléozoïque en périodes de subsidences accrues et peu régulières. Dans le bassin des Causses, c'est le cas dans le Lias moyen, tandis que pendant le Lias supérieur la subsidence est bien plus régulière.

L'interprétation des deux premiers rythmes de la formation de Fontaneilles semble peu claire. Le premier, qui sur le terrain paraît être formé d'alternances entre faciès oxygénés (marnes) et faciès anoxiques (schistes), s'avère finalement correspondre au phénomène inverse. La fréquence de faunes benthiques est plus importante dans les niveaux schisteux, plus argileux. On retrouverait donc le thème rencontré plus bas dans la formation du Bourg, avec une prédominance des apports benthiques et du quartz dans les niveaux marneux. Toutefois, l'action des courants ne peut être guère évoquée dans le cas du premier rythme, car si des courants existaient, leurs traces seraient plus visibles à la base des niveaux marneux que dans les niveaux schisteux (contact franc des marnes sur les schistes, passage graduel des marnes aux schistes).

L'origine des alternances séquentielles est également peu claire dans le deuxième rythme : une action de courants ne peut être décelée qu'à la base des séquences, où des chenaux à entroques ou filaments s'intercalent

fréquemment entre le sommet de la séquence précédente et la base de la séquence suivante. Au sein de la séquence proprement dite, le microfaciès reste assez homogène. L'évolution des séquences est avant tout basée sur des critères géochimiques (teneur en carbonates, teneur en argiles) ; ceci peut avoir soit des origines climatiques (réchauffements périodiques correspondant à la base des séquences), soit tectoniques (freinage des apports détritiques liés à des soulèvements des marges). Nous optons plutôt pour la seconde solution car les séquences typiques s'estompent au profit de masses peu différenciées de marnes noires dans la zone à pseudoradiosa, coïncidant avec le moment où les marges languedociennes, cévenoles et rouergates sont définitivement submergées. Une certaine restriction dans les apports détritiques semble en outre étayée par une densité plus grande d'ammonites à la base des séquences dans des volumes de sédiments réduits. Cela laisse supposer une certaine condensation stratigraphique. Des chenaux s'intercalant régulièrement à la base des séquences, peuvent également servir d'indice à un dénivellement plus important entre bassin et marges que dans le haut des séquences. La faible tranche d'eau qui recouvrait par exemple la marge languedocienne (marnes à stromatholithes) pouvait en effet avoir, selon des variations peu consistantes, des effets de filtrage assez importants sur les apports détritiques, sous condition bien entendu, que ces apports aient une source d'origine lointaine et non pas une provenance des marges du bassin même (les arguments en faveur de cette hypothèse seront développés plus loin).

Une solution d'origine tectonique a été également proposée pour expliquer le rythme condensé du passage entre le Toarcien moyen et le Toarcien supérieur.

Le premier rythme des marnes supérieures montre les mêmes caractéristiques que le second des marnes inférieures, tandis que le dernier rythme avant le passage au faciès carbonaté du Jurassique moyen montre une sédimentation très homogène, sans fossiles pyriteux (présence d'ammonites écrasées) de type Dauphinois. La disparition de la limite entre les deux faciès, le seuil cévenol, permet l'unification des deux domaines au Lias supérieur. Le seuil des Cévennes change de fonction et devient le rebord entre Haut-Fond Occitan et bassin Sub-alpin (TRUMPY et DELFAUD, 1979).

C - LES MARGES : SEQUENCES ET FACIES CALCAIRES, CONDENSES OU DETRITIQUES

Sur les bordures, les tentatives pour établir une analyse séquentielle se trouvent confrontées à plusieurs conditions défavorables : les séries réduites ne montrent que rarement des séquences répétitives ; des successions complexes sont rarement observables, car les termes lithologiques sont rapidement et brutalement coupés par des discontinuités souvent accompagnées de lacunes stratigraphiques. A la place d'une véritable évolution, on est en présence de quelques "flashes" interrompus par des longues périodes de non dépôt voire même d'érosion.

Dans le cadre du bassin des Causses, les faciès condensés sont très variables suivant l'âge et la localisation de la série.

1 - Le seuil cévenol

Il s'agit de la bordure la plus complète du bassin des Causses. Elle se compose de deux éléments se succédant du Nord au Sud.

a) La marge lozérienne

Au nord de Meyrueis, le passage entre les faciès bassinaux et les faciès de bordures est extrêmement rapide. Un enchevêtrement entre les deux faciès ne s'observe qu'à certains niveaux. Il est cantonné à une étroite bande de sédiments entre Meyrueis et Ispagnac (fig. 16). La région des Bondons offre un exemple de choix d'une coupe située sur l'étroite plate-forme interne entre les faciès intermédiaires et bassinaux d'une part, et les sédiments de type franchement côtier (Lempézou) d'autre part.

Un premier "rythme" de la formation des Bondons est composé de calcaires dolomitiques argileux, à bioturbations, entroques et lamelli-branches fréquents.

Ech. Bd-4 b, coupe "Les Bondons" (Pl. VI, fig. 3).

Wackestone à matrice calcaire (30 % de grains). La matrice est pénétrée de petits cristaux idiomorphes de dolomie. Localement, le calcaire est remplacé par de la silice. Les grains sont essentiellement composés de quartz détritique, fréquemment dissous sur les bords ; parmi les grains anorganiques, on note également la

présence de glauconie en petits grains vert-foncé. Parmi les biogènes abondent les entroques ; les lamellibranches, les spicules et les foraminifères sont plus rares.

Le même type de sédiment qui surmonte avec une légère discontinuité des packstones encrinétiques datés du Lotharingien supérieur, se poursuit plus haut en perdant sa fraction argileuse. Parallèlement on note un gain important de la silice dans les termes de la formation des Bondons les plus typiques, les calcaires siliceux dolomitiques "azoïques".

Ech. Bd-7 b, coupe "Les Bondons" (Pl. VI, fig. 4).

Mudstone à matrice calcaire (10 % de grains). La matrice est pénétrée de cristaux anhétraux de dolomie et remplacée en grande partie par de la silice. Les grains sont presque exclusivement des quartz gréseux fins, dissous sur les bords. Les biogènes sont rares (entroques, lamellibranches). La présence de débris d'échinodermes géants, non cassés, indique la faiblesse du taux d'énergie. Les grains macrocristallins (échinodermes), mais aussi certaines zones d'inhomogénéité dues à des fissurations sparitisées ou colmatées de micrite (prism cracks ?), ne sont pas atteints par la silicification ; au contraire, ces zones servent de bouclier et protègent les zones calcaires situées derrière elles.

Au-dessus de ces sédiments dont la géochimie révèle la nature saumâtre, se développent des calcaires dolomitiques peu siliceux à Entolium sp., puis un hardground phosphaté à grains de quartz.

Ech. PO-b, coupe de Croupillac/Les Mazets (Pl. VI, fig. 5).

La matrice est un wackestone bioclastique (50 % de grains). Dans le ciment micritique nagent essentiellement des débris d'entroques ; les lamellibranches et les bryozoaires ainsi que les foraminifères sont plus rares. Les grains de quartz sont de petite taille.

A côté de ces composants arénitiques on constate la présence de divers particules rudites : des grains de quartz géants (dm. 8 mm, arrondis), des fragments de bélemnites tarraudés et partiellement enrobés d'une croûte phosphatée ainsi que des éléments bréchiques de phosphorite blanche, à zones légèrement plus calcaires. La phosphorite est un packstone bioclastique où prédominent les gastéropodes et les lamellibranches ; les entroques et les

bryozoaires sont présents, les foraminifères plus fréquents que dans la matrice. Le quartz est présent.

Le hardground clôturant la formation des Bondons s'avère être un niveau de remaniement typique, reprenant un ancien sédiment phosphaté probablement isochrone de la formation du Lempézou voisine. La matrice calcaire de la roche correspond aux faciès suivants formant la base de la formation de Fraissinet.

Ech. Bd-12, coupe "Les Bondons" (Pl. VI, fig. 6).

Wacke- à packstone (60 % de grains) bioclastique. Mis à part quelques rares grains de quartz, les particules sont bioclastiques (entroques, lamellibranches, foraminifères, à un degré moindre, gastéropodes, ammonites, bryozoaires). Les grains sont partiellement limonitisés.

L'analyse micrographique ne permet pas de déceler si les premiers termes de la formation de Fraissinet sont effectivement resédimentés, comme le laisse supposer certaines particularités stratigraphiques. Les termes suivants par contre, associés à une structure de dune hydraulique, contiennent très certainement des remaniements.

Ech. Bd-16, coupe "Les Bondons" (Pl. VI, fig. 7).

Grainstone à entroques. Les débris de crinoïdes constituent l'essentiel du contenu biologique. La structure interne est reconnaissable ; le ciment est formé par du "syntaxial overgrowth" autour des entroques. A part les échinodermes, on observe des rares bryozoaires ainsi que des dasycladacées. Le quartz est rare, la glauconie manque ; de l'apatite cristallisée se trouve parfois au centre des échinodermes.

Ces séquences qui clôturent une succession à énergie croissante, allant des calcaires siliceux de la formation des Bondons, à travers le hardground terminal, jusqu'aux premières assises de la formation de Fraissinet, sont en net contraste avec les séquences à basse énergie et prédominance argileuse qui suivent et qui forment les termes typiques de la formation de Fraissinet. Ceux-ci appartiennent au Domérien moyen élevé ; dans les premiers termes de la formation de Fraissinet, on trouve encore -quoique probablement remaniés- des faunes du Carixien supérieur ; il

est donc probable que l'approfondissement de la série suggéré par le changement entre Bd-16 et Bd-17 est accompagné d'une période de non-dépôt assez importante.

Ech. Bd-17, coupe "Les Bondons" (Pl. VI, fig. 8).

Packstone à entroques et phosphates (90 % de grains). Les grains sont essentiellement constitués de pellets glauconieux ; parmi les biogènes, les entroques dominent ; toutefois les restes d'ammonites et de lamellibranches ainsi que les foraminifères sont nombreux. On observe des contacts stylolithiques entre les grains calcaires. La fraction calcaire est fortement recristallisée ; dans une zone phosphatée, aucune évolution diagénétique ne peut être observée ; la phosphatisation est donc antérieure à la recristallisation des calcaires. Le quartz est très rare.

L'association de glauconie et de phosphorite est assez classique (BAILEY et ATHERTON, 1969 ; HALDIMANN, 1977). Toutefois, dans le cadre du bassin des Causses, les termes basaux de la formation de Fraissinet sont les seuls où le phénomène est observable. Dans le même échantillon, on trouve la présence de grains vert foncé (glauconie s. str., BURST, 1958) et de grains vert clair (mélange d'apatite et de glauconie, BAILEY et ATHERTON, 1969 ; D'ANGLEJEAN, 1968). Dans les zones calcaires, les deux types de grains coexistent, tandis que dans les zones phosphatées seul le type vert clair est présent. En admettant que les grains vert foncé correspondent à un mûrissement diagénétique plus avancé (BURST, 1958), il semblerait que, comme pour les particules carbonatées, la présence de l'apatite dans la matrice empêche la diagenèse de la glauconie.

Le haut de la formation de Fraissinet est constitué de plusieurs séquences "marnes" - calcaires marneux et siliceux. L'analyse micrographique montre que les divers éléments des séquences ne diffèrent que très peu entre eux.

Ech. Bd-20, coupe "Les Bondons" (Pl. VII, fig. 1).

Wackestone (40 % de grains) à entroques et spicules. L'échantillon correspond à l'épisode marneux de la séquence marnes - marno-calcaire. A part des échinodermes et des éponges siliceuses, on observe des foraminifères à tests remplis de glauconie ou d'apatite,

des lamellibranches et des gastéropodes. Le quartz silteux ou très finement gréseux ne représente que 2 % de la roche.

Ech. Bd-21, coupe "Les Bondons" (Pl. VII, fig. 2).

Wackestone (60 % de grains). Les entroques sont plus fréquentes que les spicules, tandis que les foraminifères, abondants dans les niveaux marneux, ont pratiquement disparu. La glauconie et les phosphates font défaut. Le pourcentage de quartz est identique à celui de l'échantillon précédent.

Les séquences se poursuivent presque jusqu'au sommet de la formation évoluant toutefois vers des véritables spiculites.

Ech. Bd-23, coupe "Les Bondons" (Pl. VII, fig. 3).

Wackestone (50 % de grains) spiculitique. Les grains sont composés à 80 % de spicules très peu cassées, désilicifiées. Les autres bioclasts sont formés par des entroques et des ostracodes. Le quartz finement gréseux est peu répandu ; par contre des quartz de plus grande taille annoncent les apports détritiques du sommet de la formation de Fraissinet.

Ech. Bd-25, coupe "Les Bondons" (Pl. VII, fig. 4).

Dans ces derniers centimètres de la formation de Fraissinet, les sédiments passent à des wacke- à packstone (70-80 % de grains). Les biogènes dominants sont les échinodermes, associés à des spicules, des foraminifères, des lamellibranches et des brachiopodes. Le quartz gréseux est assez fréquent (environ 10 %).

La formation de Fraissinet montre une évolution allant des faciès à très haute énergie (Bd-16) à des faciès assez pélagiques, caractérisés par les spiculites de type Bd-23. WIEDENMAYER (1979) attribue les spiculites à un faciès bassinal, tout en soulignant la provenance identique par rapport aux entroquites. Le faciès à entroques représenterait l'élément proximal, le faciès à spicules l'élément distal. Sous cet aspect, la brève recrudescence des apports d'échinodermes dans les derniers termes de la formation de Fraissinet signalerait la reprise de l'activité tectonique, documentée par des apports proximaux, accompagnés de phénomènes de resédimentation. L'augmentation du pourcentage de quartz détritique corrobore cette interprétation.

Sur la marge lozérienne, l'étage Toarcien est développé, comme sur le seuil du Languedoc, avec un niveau de Murène allant de la zone à bifrons jusqu'à la base de la zone à pseudoradiosa surmontant les Schistes Carton d'épaisseur très réduite. Seul, à la base des Schistes Carton, un niveau très pyriteux contenant des dactylocératides constitue un faciès autre qu'anoxique dans la base du Toarcien. C'est dans ces types de roches que l'on peut situer la source hypothétique des rares apports d'éléments benthiques (entroques, spicules) signalés préalablement dans les faciès bassinaux.

Ech. Bd-II-p, coupe "Les Bondons" (Pl. VII, fig. 5).

Pack- à grainstone (70-100 % de grains) à entroques. La roche, imbibée de pyrite, est essentiellement composée d'entroques, localement diagénétisées par syntaxial overgrowth, noyées dans une matrice carbonatée, dans laquelle nagent des cristaux isomorphes de dolomie. Les spicules et les foraminifères y sont rares. Le quartz détritique est présent en petits grains gréseux ; toutefois l'échantillon contient également des galets de roches granitiques (0,5 cm) et schisteuses.

L'échantillon est d'importance, car il démontre la persistance d'apports détritiques provenant des marges du bassin même, ainsi que l'existence de faciès oxygénés remplaçant localement le faciès des Schistes Carton.

Une assise franchement côtière se développe à l'Est des Bondons dans la formation du Lempézou. Il s'agit d'un grès grossier, parfois conglomératique, à galets de quartz et de feldspaths. Les éléments lithiques sont rares. Les stratifications obliques et entrecroisées y sont fréquentes.

Ech. Lp-8, coupe de la Montagne du Lempézou (Pl. VII, fig. 6).

Il s'agit d'un grès à passées conglomératiques d'un degré de maturité très peu avancé. Le ciment chimique est constitué de cristaux anhydriques de dolomie. Les grains (50 %) sont composés de quartz, de quartz polycristallins et de plagioclases, fréquemment altérés (calcite et kaolinite). Le feldspath alcalin est rare. Les minéraux lourds sont assez fréquents (1 %) ; au microscope, l'épidote et l'apatite ont été reconnus.

Les grains sont de tailles très variables (dm 1 à 5 mm) ; les gros grains sont souvent bien arrondis, les petits sont angulaires.

La composition de la roche ne laisse subsister aucun doute quant à l'origine des débris. Ils proviennent des alentours immédiats des granites du Mont Lozère ; aucun débris des schistes cévenols ne s'y trouve. Le corps sédimentaire qui correspond à la formation du Lempézou est allongé parallèlement à l'axe du bassin, sur une trentaine de kilomètres entre le Bleymard au Nord et la Can de Tardonnenche au Sud ; immédiatement au Sud de Tardonnenche, près du Pompidou, on ne trouve nulle trace de cette formation gréseuse. Au large de la côte du Mont Lozère, les influences gréseuses sont extrêmement rares et se cantonnent à quelques grains de quartz dans le hardground terminal de la formation des Bondons.

L'interprétation de ce corps gréseux qui s'impose, semble être la suivante : des petites rivières apportent des débris granitiques peu mûris. Ces apports sont repris dès leur arrivée dans le bassin des Causses par des courants longitudinaux à énergie plus importante que l'énergie fluvatile. Cela empêcherait la formation d'un delta et limiterait la progradation des apports dans le sens perpendiculaire à la côte ; les sédiments seraient transportés parallèlement à la côte. Des exemples récents sont connus (WRIGHT, 1978) ; les plus connus sont l'Amazone (METCALF, 1968 ; GIBBS, 1970) et l'Orénoque (VAN ANDEL, 1967) où l'action du courant de Guayane empêche toute formation de delta (encore que ces deux exemples soient d'une échelle bien supérieure au système décrit...).

b) La marge sud-cévenole

Entre Meyrueis et Le Caylar, les changements de faciès sont moins brutaux ; les épaisseurs sont en général plus élevées que sur la marge lozérienne. Les passages latéraux entre les faciès bassinaux et les faciès de bordure sont aisément observables. C'est entre le Lotharingien supérieur et le Domérien inférieur que les particularités sont les plus importantes sur la marge sud-cévenole. C'est là que se développe la formation de la Combe-Albert. Les microfaciès y sont assez divers (niveaux gréseux, oolithiques, calcaires à fantômes d'oolithes, [FLEURY, 1966], wackestone et packstone). Toutefois, les microfaciès dominants sont les grainstones encrinitiques, souvent accompagnés de silicifications et de stratifications obliques ou entrecroisées.

Ech. Gh-36, coupe "Les Sièges" (Pl. VII, fig. 7).

Grainstone, passant localement, où la matrice primaire micritique persiste, à un packstone avec 80 % de grains. Ailleurs, la matrice est remplacée par un ciment calcaire du au "syntaxial overgrowth" des débris d'entroques. Les grains sont exclusivement bioclastiques ; à côté des échinodermes on trouve des rares bryozoaires, lamellibranches et dasycladacées ; les foraminifères sont plus fréquents et représentés notamment par les involutines.

Les structures sédimentaires (stratifications obliques et entrecroisées, matrice primaire partiellement lavée, présence -quoique resédimentée- de dasycladacées) indiquent des dépôts de très haute énergie sous une tranche d'eau assez réduite. Avec JENKINS (1971), nous interprétons ces calcaires à entroques comme accumulation sous-marine (dunes hydrauliques) de débris biogènes. L'origine des débris se situerait plus à l'Est sur la plate-forme interne bien plus développée sur la marge sud-cévenole que sur la marge lozérienne (fig. 30). L'accumulation se serait faite sur le rebord entre la plate-forme interne et le bassin. C'est de ce talus sous-marin que proviennent probablement les biogènes resédimentés dans les formations bassinales (formation du Bourg, formation de Villeneuve).

La formation de Fraissinet qui surmonte la formation de la Combe-Albert entre Meyrueis et Dourbias est assez atypique, avec très peu d'éléments néritiques ; il s'agit d'alternances marnes - marnocalcaires à prédominance spiculitique.

A Trèves, les Schistes Carton ne sont pas présents sous leur aspect typique : un mince niveau de calcaires à entroques bitumineux, passant latéralement à une fine pellicule lumachellique, remplace ici les Schistes Carton.

Ech. Tr-Sc, coupe "La Combe-Albert", (Pl. VII, fig. 8).

Wackestone (50 % de grains). Dans une matrice micritique nagent des bioclasts multiples : filaments, ostracodes, foraminifères, brachiopodes, lamellibranches, parmi lesquels on remarque des prismes isolés d'*Inoceramus* sp., ammonites, ainsi que d'innombrables restes phosphatés (écailles de poissons, mais aussi restes de bivalves (brachiopodes inarticulés ?) et des spicules. La phase anorganique est représentée par des rares grains de quartz gréseux.

La présence d'un benthos aussi riche peut surprendre. La position paléogéographique des affleurements de Trèves (fig. 23 c) sur le faisceau des failles synsédimentaires de Meyrueis permet d'interpréter ce faciès comme un hardground situé de toute façon au-dessus du niveau de stratification des eaux bassinales.

En conclusion, la marge sud-cévenole montre des séquences plus subsidentes et en général plus pélagiques que ses homologues lozériennes. Des influences côtières ne peuvent pas être décelées. Cela semble être en rapport avec une communication probable entre les Causses et le Bas-Languedoc au niveau de la faille du Cernon/faille d'Alzon (fig. 28, 30). Des lacunes constatées à l'Est des faciès sud-cévenols (Aurières) ne sont que partiellement en rapport avec des émergences (lacune du Toarcien inférieur). D'autres lacunes seraient plutôt en rapport avec la position particulière dans le domaine du "Dôme" de Gornières (fig. 28, 30).

2 - Le seuil languedocien

Les variations de faciès sont bien moins spectaculaires sur la marge Sud du bassin que sur les bordures occidentales et orientales. Le fait que les dépôts ne soient pas régis par une tectonique synsédimentaire active provoque l'absence de dépôts à haute énergie, l'absence de résédiments et le maintien des faciès "pélagiques", quoique souvent réduits à l'extrême. L'absence de terres émergées empêche des dépôts de grès ou de conglomérats.

Par contre, la subsidence très réduite du seuil a conduit à certaines particularités dans le développement des faciès "pélagiques".

Il s'agit de :

- L'oolithe du Guilhomard : calcaires ferrugineux à "ooides" ferrugineuses de la base de la formation de Villeneuve.
- Les mudstones phosphatés et les gypses équivalents des Couches Blanches dans le bassin.
- Le niveau de Murène : marnes à fossiles et stromatolithes phosphatés du Toarcien moyen et de la base du Toarcien supérieur.

a) L'oolithe du Guilhomard

Cette assise caractéristique forme la base de la mégaséquence de la formation de Villeneuve entre la faille de la Sorgue et les failles des Cévennes. Il s'agit de lumachelles à bélemnites orientées, de calcaires marneux à entroques, de marnes à ooides phosphatées (La Sambuguède) mais surtout d'un très caractéristique oolithe ferrugineux.

Ech. M-8, coupe de la bergerie de Murène (Pl. VIII, fig. 1).

Wackestone (40 % de grains) à entroques. Les entroques forment les nuclei des ooides ferrugineuses ; la structure concentrique n'est plus observable ; elle a été entièrement remplacée par de la sidérite. Les échinodermes sont bien arrondis. A part des échinodermes, on trouve des fragments de bélemnites, des foraminifères et des ostracodes.

Le remplacement de la substance originale des ooides ferrugineuses (Chamosite, Limonite) par de la sidérite, est assez courant (HALLAM, 1967 ; FUECHTBAUER et MULLER, 1970). Jamais la sidérite ne participe à l'édification des ooides ; sa présence est toujours diagénétique. Dans le cas de l'oolithe du Guilhomard, le remplacement semble tardif. Du moins, il se situerait au-delà du Toarcien supérieur. L'excellente rondeur des entroques ainsi que la présence de bélemnites cassées laisse présumer la présence proche de milieux à haute énergie. Le milieu de dépôt par contre (matrice micritique) est en basse énergie ; les ooides seraient donc resédimentées. Une discussion plus générale des ooides ferrugineuses sera entreprise plus loin.

b) Les gypses du Pas de l'Escalette

Le récent élargissement de la RN.9 au Pas de l'Escalette a permis de mettre à jour une partie de coupe qui s'est avérée fondamentale pour ce que nous croyons être la solution du "problème des Schistes Carton". Au-dessus d'un hardground limonitisé clôturant les calcaires "sinémuriens" et de quelques centimètres de marnes vient une "brèche" à composants phosphatés et à matrice gypseuse.

Ech. 34-04, coupe "La Sambuguède" (Pl. VIII, fig. 2, 3).

Sous le microscope, la "brèche" s'avère plutôt être le témoin d'un remplacement d'un sédiment phosphaté par du gypse fibreux. Les résidus (apatite avant tout, un peu de calcite) sont des wackestones (20 % de grains) à spicules et rares foraminifères. Le gypse fibreux formant la "matrice" remplace tout sauf quelques rares grains de quartz. On observe des injections de gypse finement cristallin dans le carbonate et dans l'apatite. Là où un épais film de limonite protège le phosphate, la diagénétisation est terminée ; où cette pellicule est absente, les cristaux de gypse sont en contact franc avec l'apatite (Pl. VIII, fig. 2) et le remplacement n'est manifestement pas terminé.

Le type de cristaux ("sélénite") indiquerait selon OGNIBEN (1957) du gypse secondaire, dérivé de l'anhydrite. Toutefois, selon HARDIE et EUGSTER (1971), ce gypse serait primaire. De toute façon, non loin de La Sambuguède, au Mas Caylar, le niveau rubéfié caractéristique entre le Domérien et le Toarcien se compose de petites particules limonitiques nageant dans une matrice de gypse finement cristallin, donc primaire.

Si le niveau rouge - réduit dans le centre du bassin à une mince pellicule limonitique - peut se suivre à travers tout le bassin des Causses, la mise en évidence d'évaporites dans le même niveau n'est possible que sur le seuil du Languedoc.

MATTEI et COUDRAY (1979) déduisent du fait que des niveaux pyriteux en sondages passent à des niveaux à gypse et hydroxydes de fer à l'affleurement, que tous ces niveaux étaient préalablement pyriteux et que le gypse et les hydroxydes seraient les produits de l'oxydation de la pyrite. Sans mettre en cause la possibilité de ce processus - le gypse diagénétique que l'on observe dans les Schistes Carton en est la preuve - nous pensons toutefois que le processus inverse - réduction de gypse et d'hydroxydes en pyrite - semble tout aussi possible dans le cas présent. NEEV et EMERY (1967) expliquent l'absence de gypse dans les sédiments de la Mer Morte par l'action de bactéries réductrices de sulfures. Le processus chimique jouant en ce cas se résumerait ainsi :



Ceci expliquerait pourquoi on ne trouve pas de gypse dans le niveau de contact entre les Couches Blanches et les Schistes Carton dans le centre du bassin à milieu réducteur, tandis que le gypse abonde sur les bordures à milieu oxygéné. La pyrite constatée par MATTEI et COUDRAY dans certains niveaux serait due au remplacement du soufre contenu dans le H_2S .

D'une manière générale, en cas de déposition de sulfures sur les marges d'un bassin, les faciès bassinaux ne sont pas ou très peu évaporitiques. Le faciès bassinai classique correspondant à des dépôts marginaux sulfurés est le faciès des schistes bitumineux ! (RICHTER-BERNBURG, 1955). L'association de schistes bitumineux et d'évaporites a été par ailleurs soulignée par BUSSON (c.a. 1979).

Malheureusement l'âge des gypses de l'Escalette ne peut être précisé vu le manque d'éléments de datation plausible. Nous les attribuons au sommet du Domérien et au Toarcien le plus basal ; toutefois il serait possible de les associer aux premiers dépôts franchement laminés du haut de la zone à tenuicostatum et de la base de la zone à serpentinum, donc à la base des Schistes Carton. En effet, en admettant une isochronie du fameux niveau rouge, on constaterait qu'il surmonte, entre la faille de la Sorgue et la faille de l'Escalette, des calcaires phosphatés à Pleuroceras spinatum et qu'il est surmonté par des Schistes Carton peu épais du haut de la zone à serpentinum. Mieux encore, au Sud de la faille de l'Escalette, il serait situé au-dessus de la base de la zone à tenuicostatum.

Pour les termes supérieurs de la formation des Schistes Carton, la participation d'évaporites ne peut être mise en évidence ; pour ces termes, qui constituent la plus grande partie des Schistes Carton à laminations peu nettes, il faudrait alors admettre une migration de la halokline vers le haut (ou un abaissement du seuil du Languedoc en dessous de la halokline). Ceci mènerait à la solution proposée plus avant.

c) Le niveau de Murène

Au-dessus des Schistes Carton peu épais (et montrant encore quelques traces de gypse) et au-dessus de quelques bancs marnocalcaires localement criblés d'ammonites, viennent deux ou trois mètres de marnes à fossiles phosphatés qui forment le niveau de Murène. Ce niveau n'est pas

caractéristique seulement pour le seuil languedocien, mais se trouve également sur la marge lozérienne. La phosphorite est présente sous forme de remplissages d'ammonites, parfois peu transportées (Murène, Mas Caylar, Beaume Rouge, La Sambuguède), parfois très cassées et roulées (Coste Ubague). Le tarraudage probablement algaire des fossiles est fréquent. A côté des ammonites, on trouve également des éléments bréchiques phosphatés, vraisemblablement sans aucun rapport avec des fossiles mais faisant plutôt partie d'un sédiment phosphaté remanié. A La Sambuguède, ces sédiments se retrouvent non cassés : il s'agit de structures de la taille et de la forme d'une soucoupe, phosphatisés et pourvus d'une structure concentrique. L'association à des méga-oncoïdes ou des stromatolithes se trouve confirmée en lame mince.

Ech. 34-08, coupe "La Sambuguède", (Pl. VIII, fig. 4).

Le noyau de l'échantillon est formé par une oolithe ferrugineuse assez comparable à M-8. A part des échinodermes, on trouve des gastéropodes, des foraminifères et des ostracodes. Contrairement à l'échantillon M-8, les structures concentriques sont toujours reconnaissables ; le remplacement par la sidérite n'avait donc pas encore eu lieu lors du remaniement de ce galet, indubitablement associable à l'oolithe du Guilhomard. Ce noyau a subi des tarraudages intenses ; on note la présence de tubes d'un diamètre d'un millimètre ayant une longueur d'un centimètre. Ces perforations sont probablement d'origine algaire. Elles sont colmatées d'un sédiment calcaire, localement phosphaté, dans lequel l'oolithe est noyée ; on ne trouve plus trace de ce sédiment en position autochtone aujourd'hui. Cette "brèche" est à son tour reprise et enrobée par une croûte algaire stromatolithique. Les différentes couches sont calcaires, mais dans les interstices entre les couches, on note la présence de gypse. Ces stromatolithes gypso-calcaires sont finalement à leur tour enrobés de stromatolithes phosphatés ; les interstices entre les lamines sont extrêmement riches en matière organique.

Les oncoïdes se trouvent fréquemment dans les milieux à sédimentation fine mais pourvue de courants. Malheureusement, leur valeur paléobathymétrique est médiocre. Il est fréquent de les trouver dans des milieux

intertidaux (LOGAN et al., 1964), mais leur présence a été signalée dans des milieux fossiles à des profondeurs d'au moins 70 m (HILLER, 1964). En ce qui concerne les phosphates, la participation d'algues à la précipitation de l'apatite peut être démontrée de façon concluante sur le seuil languedocien comme sur la marge lozérienne. Les deux domaines se trouvent en bordure de bassins plus profonds et donc au débouché des eaux froides de profondeur, saturées de phosphates.

3 - Le seuil du Rouergue

Les sédiments du seuil du Rouergue correspondent en général aux faciès bassinaux, avec des épaisseurs toutefois réduites. Les activités tectoniques au passage du Domérien au Toarcien ont conduit à l'individualisation de quelques faciès particuliers.

Il s'agit :

- des calcaires de Salles ; ils passent latéralement à travers une zone de résédiments aux Couches Blanches.
- des argiles jaunes à lignite, formant très localement une hétéropie facielle avec les Schistes Carton.
- de l'oolithe d'Aurières ; comme de l'autre côté du bassin des Causses, ce niveau ferrugineux marque la reprise de la sédimentation là où les Schistes Carton faisaient défaut.

a) Les Calcaires de Salles

L'évolution verticale et horizontale des Calcaires de Salles a été décrite préalablement (fig. 13) ; les faciès se développent de wackestone vers des pack- puis vers des grainstones, couronnés d'un hardground correspondant à la lacune du Toarcien inférieur. Les faciès les plus typiques, les grainstones, ne sont développés qu'à l'Ouest de la "faille de Laissac". Leur limite occidentale n'est pas connue ; en Quercy en tout cas, le faciès est largement répandu.

Ech. 46-07, coupe de Capdenac (Pl. VIII, fig. 5).

Brèche à éléments anguleux, micritique (mudstones à entroques). Le ciment est constitué d'un grainstone sparitique ; les grains sont essentiellement des entroques ; les lamellibranches et les bra-

chiopodes sont fréquents. Les foraminifères et les restes de polypiers sont rares. Des perforations sont remplies d'une pellicule ferrugineuse à néoformation de calcite. Le quartz détritique gréseux est rare.

La présence d'éléments bréchiques anguleux parle en faveur d'une désintégration "in situ" d'un niveau de mudstone. Contrairement aux encrinites de la formation de la Combe-Albert, les Calcaires de Salles ne seraient donc qu'à peine transportés par des courants, mais plutôt autochtones. Les biostromes à entroques sont classiques au Lias moyen, notamment dans le domaine mésogéen (WIEDENMAYER, 1963 ; JENKYN, 1971). L'existence de polypiers est un élément nouveau dans le Domérien supérieur des Causses : sur les autres marges, la présence de polypiers isolés n'a pu être décelée. Pourtant, la découverte de polypiers, même constructeurs n'est pas exceptionnelle dans le Domérien supérieur aquitain (DELFAUD, 1979). Dans les domaines caussenard et subalpin cela semble, par contre, être plutôt rare. Apparemment, le seuil du Rouergue était plus à l'abri des courants froids qui balayaient les côtes cévenoles.

b) Les marnes jaunes à lignite

Entre la faille de Laissac à l'Est et le Quercy à l'Ouest, les Schistes Carton manquent ; à leur place, on trouve localement, entre les Calcaires de Salles et l'oolithe d'Aurières de la base du Toarcien moyen, un niveau marneux à altération jaunâtre, contenant des fréquents restes ligniteux. Dans la coupe de Capdenac, ces marnes colmatent un petit paléokarst avec des sédiments laminés.

Ech. 46-05, coupe de Capdenac (Pl. VIII, fig. 8).

Le fond de la cavité karstique est rempli de bioclasts dérivés des Calcaires de Salles sous-jacents. Il s'agit essentiellement de lamellibranches, avec quelques entroques et des restes de polypiers, nageant dans une matrice argileuse et ferrugineuse. Quelques éléments bréchiques identiques à ceux des grainstones des Calcaires de Salles s'ajoutent aux bioclasts. Les lamines sparitiques correspondent vraisemblablement à des lamines bitumino-argileuses dans lesquelles aurait pris place la néoformation de cristaux de calcite. Les restes biogènes sont rarissimes et se cantonnent à quelques

entrouvres dérivées probablement de la roche encaissante. Aucun granoclassement n'est observable dans les lamines.

En l'absence de critères géochimiques, l'interprétation de ce faciès semble hasardeuse. La lamination parfaite évoque des rythmes saisonniers dans des sédiments lacustres ; il pourrait prêter à discussion pour définir à quel point les fluctuations saisonnières étaient importantes au Lias supérieur. De toute façon, des litages fins, probablement annuels ou saisonniers, s'observent au même instant dans les Schistes Carton voisins.

c) L'oolithe d'Aurières

Il caractérise la reprise de la sédimentation là où les Schistes Carton étaient absents. On en trouve également des traces au-dessus de Schistes Carton très réduits (Puech Pounjot en Lozère, Malescombes dans le détroit de Rodez). En certains points (Le Villaret/Trèves) leur présence est indubitablement associée à des chenaux.

Ech. 46-03, coupe de Capdenac, (Pl. VIII, fig. 7).

Wackestone oolithique (20 % de grains). La matrice argileuse est transie de petits cristaux de calcite néoformé. Les grains sont exclusivement constitués d'ooides phosphatés, montrant soit une structure radiaire parfaite, soit un remplacement partiel ou entier par un carbonate sparitique (sidérite ?). Les grains correspondent à des phases diagénétiques différentes. Aucune trace de vie n'est observée dans l'oolithe phosphatée.

Dans l'oolithe ferrugineuse associée, les ammonites sont présentes. Dans la localité-type, à Aurières sur le seuil Cévenol, les ammonites abondent dans le faciès ferrugineux et dans le faciès phosphaté. Probablement, la composition des ooides est primairement chamositique ; l'évolution vers l'aspect ferrugineux (limonitique) ou phosphatique étant due à la teneur en apatite, toujours présente en pourcentages variables dans les ooides ferrugineuses (FUECHTBAUER et MUELLER, 1970).

Les deux niveaux à ooides ferrugineux du Guilhomard et d'Aurières ne se ressemblent guère. L'oolithe du Guilhomard a toujours un nucleus, constitué normalement d'un débris d'échinoderme, au centre des ooides. La structure radiaire est totalement remplacée par des cristaux de sidérite, mais le remplacement semble tardif.

L'oolithe d'Aurières, au contraire, n'a pas de nucleus ; la structure radiaire est souvent parfaitement conservée. Le remplacement par la sidérite n'est pas complet, par contre il a pris place tôt dans l'histoire diagénétique, ce qui semble évident vu la déformation de la structure radiaire par les cristaux de sidérite poussant du bord de l'ooïde vers l'intérieur.

L'interprétation des ooides ferrugineuses est problématique, vu l'absence quasi totale d'analogues modernes ; les rares exemples connus sont décrits comme appartenant à des milieux lacustres (LEMOALLE et DUPOND, 1973). A la suite de HALLAM (1975) les ooides ferrugineuses sont souvent attribuées à des phases régressives (HALLAM et BRADSHAW, 1979) ; les exemples du bassin des Causses sont au contraire en position transgressive. Les modalités de formation - comparable aux ooides aragonitiques ou concrétionnaire - ne sont également pas établies (HALLAM, 1967). Si les quelques décimètres d'ooides ferrugineuses ne permettent guère d'éclaircir ces problèmes, un autre problème classique, celui de la disponibilité du fer (PETTIJOHN, 1970 ; HALLAM et BRADSHAW, 1979) semble pouvoir être résolu de façon élégante : la transgression du Toarcien moyen par des marnes grises pyriteuses, caractéristiques d'un milieu réducteur, sur un paléosol latéritique à kaolinite et oxydes de fer provoque la réduction du fer et de ce fait la mise en solution du métal. Avec la kaolinite, le fer peut former de la chamosite par remplacement dans la couche tetraedrique (MILLOT, 1964).

Les critères permettant de développer la nature des paléosols seront développés plus loin.

D - EVOLUTION DES FACIES DANS LE TEMPS ET L'ESPACE

I - Le modèle (fig. 30)

La fig. 30 illustre les relations entre les différents microfaciès. Il est évident que le modèle est idéalisé, les microfaciès ne coexistant pas tous ensemble. Les critères distinctifs des microfaciès, associés à leurs caractères géochimiques seront présentés ultérieurement (fig. 32).

Légende de la fig. 30 :

GA :	Granite de Saint-Guiral - Mont-Aigoual
GI :	Granite du Mont Lozère
GM :	Granite du Mendie
GP :	Granite des Palanges
SC :	Seuil des Cévennes
SL :	Seuil du Languedoc
DG :	Dôme de Gornîès
SR :	Seuil du Rouergue
BS :	Bassin de Saint-Affrique
SIC :	Sillon cévenol

1 - Faciès lacunaire :

Ce faciès peut correspondre soit à une émerision, soit à un haut-fond sous-marin (au Sud du seuil cévenol), soit à une lacune liée à l'action de failles synsédimentaires.

2 - Marnes jaunes à lignite :

Sur le seuil du Rouergue il s'agit d'un équivalent latéral de la formation des Schistes Carton.

3 - Conglomérats, brèches, grès grossiers :

Ces faciès côtiers sont typiques de la formation du Lempézou.

4 - Grès fins :

Ce faciès caractérise à différentes époques la reprise de la sédimentation après une lacune.

5 - Calcaires et dolomies à influences saumâtres :

C'est le faciès de plate-forme interne sous l'influence d'apports d'eaux douces. C'est le faciès-type de la formation des Bondons.

6 - Faciès évaporitique :

Il caractérise les sédiments du Domérien terminal et du Toarcien basal sur le seuil du Languedoc.

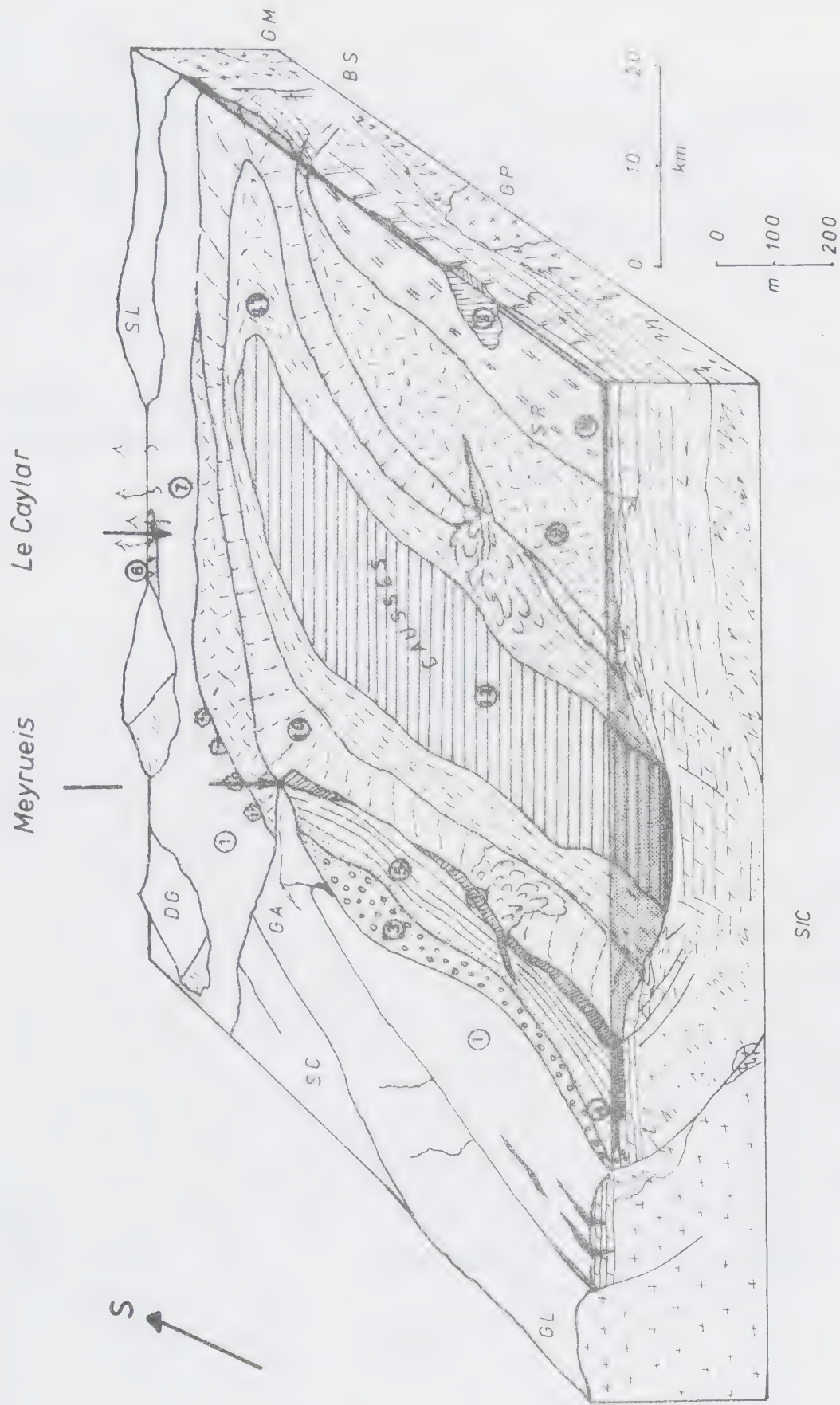
7 - Mudstone à phosphate :

Ce faciès de plate-forme interne se trouve fréquemment dans le Domérien supérieur du seuil du Languedoc.

8 - Grainstone :

Le faciès à haute énergie caractérise d'une part la formation de la Combe-Albert sur la marge sud-cévenole, d'autre part le membre des calcaires de Salles sur la marge rouergate. Dans le premier cas, il correspond à une accumulation détritique entre le bassin et la plate-forme interne, dans l'autre cas, il correspond à des formations biostromales subautochtones.

Fig. 30: Relations entre microfaciès et cadre structural



9 : Packstone :

Il caractérise des faciès plus distaux de la formation de la Combe-Albert respectivement des calcaires de Salles ; d'autre part, il caractérise des dépôts chenalisés ou condensés à différentes époques de l'histoire du bassin.

10-11 : Wackestone, Mudstone :

Ce sont les faciès classiques du milieu pélagique.

12 - Faciès euxynique :

Déposés sous la halokline, ces séries se trouvent au Toarcien inférieur dans la formation des Schistes Carton.

Les microfaciès sont clairement gérés dans leur répartition par le cadre structural (fig. 28). Celui-ci est responsable des paléocourants qui sont à l'origine des distributions des microfaciès.

2 - Evolution historique des milieux de dépôts (résumé)

a) Lotharingien supérieur - Carixien

Au Lotharingien supérieur, le membre de Mende montre des faciès pélagiques ("turbidites", faciès anoxiques) dans le sillon cévenol. A l'Est du faisceau de Meyrueis et à l'Ouest de la faille de Sainte-Enimie, les dépôts correspondant sont peu épais et gréseux. Des édifices récifaux sur le seuil du Languedoc sont attribués par les auteurs à ce sous-étage.

Pendant le Carixien, les faciès "pélagiques" transgressent au-delà de la faille de Sainte-Enimie et gagnent successivement le seuil du Rouergue ; la transgression progresse également vers le Sud où des faciès assez condensés atteignent la faille de la Sorgue. Des faciès de plate-forme interne se développent sur le seuil des Cévennes. Sur la marge lozérienne, des carbonates saumâtres passent à proximité immédiate de la côte à des faciès grossièrement détritiques, balayés par des "long-shore currents" de grandes intensités. Ces mêmes courants empêchent le dépôt de sédiments carixiens sur la marge sud-cévenole. Les débris de démosponges et d'échinodermes qui colonisent ce haut-fond sont accumulés sur le talus entre haut-fond et bassin ; les spicules sont transportées plus loin dans le bassin et reprises par des courants longitudinaux.

b) Domérien

Au Domérien inférieur et moyen, les dépôts pélagiques ont définitivement gagnés le seuil du Rouergue ; la transgression du seuil du Languedoc est également réalisée tandis que le seuil cévenol est largement inondé par le Sud. Les faciès à haute énergie sont plus ou moins exclus du domaine des Causses.

Cette disposition change brutalement au Domérien supérieur quand des faciès à haute énergie apparaissent sur les marges orientales et occidentales du bassin. Sur la marge méridionale, les faciès demeurent à basse énergie, toutefois des niveaux évaporitiques se développent. L'exhaussement des marges coupe le bassin central de ses apports détritiques ; des faciès de bassin affamé se développent.

c) Toarcien inférieur

La formation des Schistes Carton est, dans sa partie inférieure, encore largement isolée des régions limitrophes. Vers le haut de la série, les apports détritiques fins s'intensifient. La transgression du Toarcien débute en gagnant successivement du terrain sur les marges orientales et occidentales. Néanmoins, les communications avec les bassins aquitain et subalpin ne se réaliseront pas au Toarcien inférieur. Les faciès restent uniformément anoxiques durant toute cette époque.

d) Toarcien moyen

La réalisation de la communication avec les régions avoisinantes amène à nouveau des faciès oxygénés dans le bassin des Causses. L'inondation progressive des marges freine les apports de faunes typiquement en provenance des bordures, tels les spicules et les entroques. Le bassin des Causses perd peu à peu son identité.

Un resserrement tectonique mettant en évidence une ultime fois le sillon cévenol est à l'origine de faciès énergétiques condensés sur les marges du bassin ; après ce dernier soubressaut le seuil cévenol sera définitivement inondé ; le bassin des Causses abandonnera son individualité pour devenir partie intégrante du Haut-Fond Occitan.

Au total, l'étude des milieux sédimentaire confirme l'histoire de l'évolution structurale du Bassin des Causses présentée au chapitre précédent.

Elle montre que la sédimentation fut étroitement liée à l'histoire tectonique, l'accumulation des dépôts correspondant toujours à des séquences d'accrétion verticale, le plus souvent de type klupfélien.

CINQUIEME PARTIE

GEOCHIMIE

A - GENERALITES

1 - Introduction

Les analyses géochimiques dont les résultats sont présentés dans cette partie, sont les fruits des travaux effectués par les techniciens du Centre de Recherche de la S.N.E.A.(P) de Pau. Ils ont porté sur 159 échantillons groupés selon le schéma suivant :

- 69 échantillons sur la coupe "centrale" de Rivière sur Tarn (voir Tableau géochimique "A").
- 22 échantillons sur la coupe des Bondons et
- 8 échantillons sur la coupe de la Montagne du Lempézou ;

Ces coupes illustrent une traversée vers le seuil cévenol (voir Tableau géochimique "B").

- 10 échantillons sur la coupe de Saint-Georges-de-Luzençon et
- 20 échantillons sur la coupe de Tournemire ;

Ces échantillons illustrent des faciès bassinaux influencés par les marges occidentales et méridionales du bassin des Causses (voir Tableau géochimique "C").

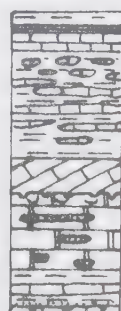
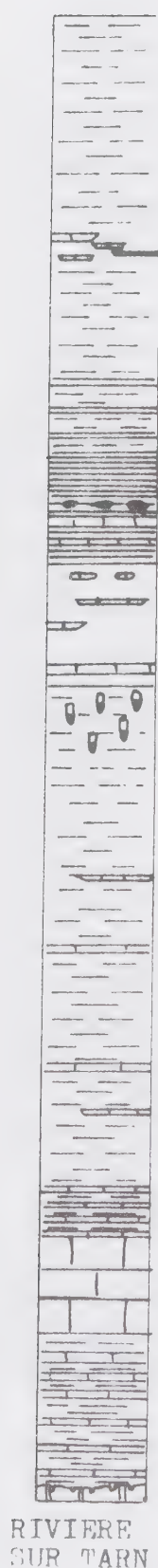
- 7 échantillons sur la coupe du Tournadous,
- 6 échantillons sur les coupes du Mas Hugonenq et de Romiguières/Bouviala,
- 2 échantillons sur la coupe des Sièges,
- 10 échantillons sur les coupes du Mas Caylar et de Murène
- 5 échantillons sur la coupe de la Sambuguède ;

Ces coupes illustrent les évolutions vers le seuil du Languedoc (voir Tableau géochimique "D").

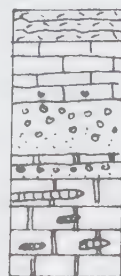
Le choix de ces coupes permet d'inventorier d'une part les séries "pélagiques", et d'autre part les séries condensées d'un seuil géré par une tectonique synsédimentaire active (seuil des Cévennes), ainsi que d'un autre seuil à comportement passif (seuil du Languedoc).

Les figures 31 a, b montrent la lithologie des coupes choisies.

Fig. 31: Lithologies et emplacement des courbes analysées



LES
BONDONS



MONTAGNE DU
LEMPEZOU

Tableau géochimique "A":

- RIVIERE SUR TARN

Tableau géochimique "B":

- LES BONDONS, MONTAGNE DU LEMPEZOU

Tableau géochimique "C":

- TOURNEMIRE, SAINT GEORGES DE L.

Tableau géochimique "D":

- TOURNADOUS, MAS HUGONENQ, BOUVIALA/ROMI-
GUIERES, LES SIEGES, LA SAMBUGUEDE,
MURENE/MAS CAYLAR

légendes v. fig. 31 (suite)

Fig. 31 (suite): Lithologies et emplacement des coupes analysées



Un des principaux problèmes aura été de déterminer l'influence directe du détritisme local, susceptible de fournir des indications sur les phénomènes climatiques et sédimentaires affectant le bassin des Causses, et le discerner du détritisme hérité des argiles de provenance présumée lointaine. Dès lors, on peut dire que l'écrasante majorité des résultats obtenus se rapporte à la phase détritique héritée et ne livre donc que peu d'indications sur les milieux locaux. Ceux-ci sont toutefois caractérisés par les coupes du seuil des Cévennes, où le cortège des éléments-traces ainsi que le contenu argileux traduisent les influences d'une terre émergée proche.

Parmi les éléments-traces, plusieurs ont été soumis à une observation particulière, vu leur importance pour la détermination du paléomilieu. Ces éléments sont :

- le Bore (caractérisant la paléosalinité, ARTRU, 1968).
- le Molybdène et le Cuivre, qui, associés à la matière organique, déterminent le milieu réducteur du sédiment (voir entre autres KULBICKI & RUMEAU, 1969).
- Le Nickel et le Zinc caractérisent les conditions climatiques (biostasie, rhexistasie) sur les marges bassinales (FAUCHERRE, 1973).
- Le Plomb finalement, qui s'est avéré être un critère valable pour localiser les apports marginaux. L'explication en serait (LACRAMPE, communication personnelle), que le Plomb serait un des premiers éléments à former des complexes au contact de l'eau marine et à être de ce fait sédimenté. Les sidérophiles, qui pourraient normalement également signaler des apports terrestres, se sont par contre avérés peu utilisables dans le cadre du bassin des Causses, pour des raisons élaborées plus bas.

2. Méthodes

Les échantillons initiaux ont été analysés par diffractométrie aux rayons X. Les argiles ont été également analysées par diffractométrie effectuée sur la fraction insoluble inférieure à deux μ , traitée au glycole.

Les concentrations d'éléments-traces ont été déterminées par spectrométrie U.V. sur l'échantillonnage initial (fraction insoluble), puis sur les mêmes échantillons calcinés à 900°C. Deux corrections ont été appliquées quant à la dilution par le quartz ; la première concerne la teneur en quartz mesuré, la seconde le quartz calculé.

Les concentrations des éléments-traces (sur échantillons calcinés) ont été groupés par analyse factorielle (ARTRU, 1972 ; DELFAUD & GAUTHIER, 1975) en cinq facteurs ; ces facteurs sont les mêmes dans les tableaux géochimiques "A" et "B" (facteurs 1-5) et pour les tableaux "C" et "D" (facteurs 6-10). Les résultats sont concluants pour la première série, mais très peu évidents pour la seconde. Les raisons en sont probablement que les échantillons de la deuxième série et notamment ceux en provenance du seuil du Languedoc (tableau "D") ont subi de nombreuses modifications anciennes (diagénèse, altération) dues à des émersiones et à des milieux sédimentaires particuliers à potentiel chimique élevé (évaporites !). Ceci se traduit également dans les modifications qu'a subi le cortège argileux.

Les dix facteurs différenciés sont les suivants :

(Facteurs 1-5 ; Tableau géochimique "A" et "B")

Facteur 1 : Il groupe le Bore, le Vanadium, le Chrome, le Nickel, l'Aluminium, le Magnésium et le Titane en positif et est légèrement opposé au Molybdène. Le facteur 1 indique la paléosalinité.

Facteur 2 : Il groupe le Cuivre, le Cobalt, le Nickel et le Fer en positif et est opposé à la silice. Le facteur qui groupe les sidérophiles indique parallèlement des apports terrigènes.

Facteur 3 : Il groupe les alumophiles et en partie les sidérophiles, le Zinc, le Strontium, le Barium, le Gallium, le Manganèse, le Fer, l'Aluminium, le Titane, le Carbon organique et la perte au feu et est opposé à la silice. Il est en rapport avec le quotient Illite/Kaolinite.

Facteur 4 : Il est opposé au Molybdène, au Cuivre, au Calcium, aux pertes au feu et au Carbon organique. Il est en relation avec le potentiel oxydo-réducteur.

- Facteur 5 : Il groupe le Plomb ainsi que le Zinc et le Cuivre. Il caractérise les apports terrigènes, ou est associé à la matière organique.
(Facteurs 6-10 ; Tableau géochimique "C" et "D")
- Facteur 6 : Il a la silice en positif et est opposé à l'Aluminium, au Gallium et au Lithium. Il peut être en rapport avec le quotient Illite/Kaolinite.
- Facteur 7 : Plomb, Zinc, Cuivre, Vanadium, Molybdène, Cobalt, Gallium, Manganèse, Calcium et les pertes au feu sont opposés à l'Aluminium et au Lithium. Le facteur indique d'une part les relations avec la matière organique ; d'autre part, la présence des sidérophiles peut indiquer des influences côtières.
- Facteur 8 : Chrome, Nickel, Vanadium, Bore, Cobalt, Gallium et Potassium sont opposés au Barium et à la Silice. L'interprétation du facteur est peu claire ; en certains cas il semble exister une relation avec la paléosalinité.
- Facteur 9 : Il est opposé au Strontium, au Lanthanium, au Titanium, au Gallium et aux pertes au feu. En certains cas, il est en rapport avec le potentiel d'oxydo-réduction.
- Facteur 10 : Le Bore, le Nickel, le Cobalt, le Calcium, le Magnésium et le Potassium sont opposés au Strontium et à l'Aluminium. L'interprétation du facteur est peu claire.

B - EVOLUTION VERTICALE DE LA SERIE BASSINALE

(Voir Tableau géochimique "A").

I - Caractères généraux

Les formations définies préalablement dans le centre du bassin à base de critères stratigraphiques et microfaciologiques sont caractérisées également par des particularités minéralogiques et géochimiques. Ces particularités sont :

- Formation du Bourg : Illites bien cristallisées prédominantes, absence de kaolinite.
- Formation de Villeneuve : Illites bien cristallisées dominantes, mais arrivée de la kaolinite.
- Formation des Schistes Carton : Illites ouvertes, interstratifiées et kaolinite dominant dans les argiles. Le facteur (4) est fortement négatif, indiquant la présence élevée de matière organique.
- Formation de Fontancilles : Illites ouvertes, interstratifiées et kaolinite dominant dans les argiles ; le cortège des éléments-traces ne montre aucune particularité.

D'une manière générale, on peut dire que les différentes séquences élémentaires décrites dans le chapitre IV sur la base de critères micrographiques ne montrent pas de caractères géochimiques bien définis ; seule, la teneur en carbonate peut varier dans les séquences.

2 - Diffraction sur échantillons initiaux

a) Formation du Bourg

Les carbonates occupent entre 50 et 90 % ; la dolomie est toujours présente, mais n'excède jamais 5 %. Il n'existe pas de relations entre la teneur en dolomie et le pourcentage d'insolubles ; par contre, il semblerait exister une relation entre la teneur en silice et la dolomie ; les échantillons à taux de silice élevés totalisent des pourcentages de dolomie plus élevés.

b) Formation de Villeneuve

Le taux en carbonates se réduit massivement et n'occupe plus que 5-70 % (90 % dans des nodules de type Tisoa). La dolomie n'est plus généralisée et souvent liée aux bases de séquences plus carbonatées ainsi qu'aux épisodes calcaires des Couches Blanches. Les bancs calcaires contiennent moins de silice que les marnes. Le pourcentage de silice augmente massivement à la limite entre les marnes de Villeneuve et les Couches Blanches (apports de quartz détritique). Il n'existe pas de rapport entre silice et dolomie.

c) Formation des Schistes Carton

C'est l'épisode le plus carbonaté de la série bassinale ; la calcite occupe entre 40 et 90 % ; la base (séquences à varvations bien développées) est plus calcaire. La dolomie est rare et répartie de façon irrégulière. La silice, occupant encore plus de 20 % à la base, perd rapidement de l'importance vers le haut de la formation.

d) Formation de Fontaneilles

Les carbonates sont répandus de façon assez régulière et n'excèdent pas 40 %. Ils atteignent 70 % dans les bancs condensés du passage du Toarcien supérieur. La dolomie est rare dans le membre inférieur de la formation ; elle est toujours présente en faibles pourcentages dans le membre supérieur. Elle forme l'essentiel de la phase carbonatée dans les niveaux jaunes formant les bases des séquences monotones du deuxième rythme des marnes supérieures de Fontaneilles.

3 - Les argiles

a) Formation du Bourg

Les minéraux argileux de la formation du Bourg sont constitués à 90 % d'illite bien cristallisée. Parfois, les échantillons contiennent des traces de chlorite ; les interstratifiés illite-smectite sont rarissimes. Il n'existe aucune relation entre présence de chlorite et pourcentages de carbonates ou de silice. Le fait le plus important est l'absence totale de la kaolinite. Les pourcentages en matière organique ne dépassent

jamais 2 % ; un taux légèrement plus élevé dans les mudstones calcaires par rapport aux wackestones marneux est évident.

b) Formation de Villeneuve

Dès la base de la formation de Villeneuve apparaissent la chlorite et la kaolinite en rapports fixes. Dans le premier rythme, la somme de la chlorite et de la kaolinite n'excède pas 10 à 15 % ; plus haut, le pourcentage est de 40 à 50 %. Dans un niveau lumachellique, resédimenté de la marge occidentale du bassin, les pourcentages en kaolinite sont de même plus élevés (voir éch. V-17). Dans les termes les plus élevés des Couches Blanches, la teneur descend à nouveau à quelques pourcents.

La majeure partie des argiles est toutefois constituée d'illites cristallisées, auxquelles viennent s'ajouter dans la base des Couches Blanches des interstratifiés illite-smectite en faibles pourcentages. Le carbon organique ne dépasse pas 2 % ; les deuxième et troisième rythmes des marnes de Villeneuve sont plus riches en matière organique que le premier ainsi que les Couches Blanches.

c) Formation des Schistes Carton

La somme de la chlorite et de la kaolinite se règle dès la base des Schistes Carton à un pourcentage de 40 à 50 %. Contrairement aux formations précédentes, les illites ne sont plus cristallisées. A ces illites ouvertes s'associe un pourcentage notable d'interstratifiés illite-smectite.

La formation des Schistes Carton est bien plus riche en matière organique que les terrains antérieurs ; le contenu dépasse les 10 % ; les termes supérieurs, à litage indistinct, sont plus riches que les termes à varvations nettes.

d) Formation de Fontaneilles

Le cortège argileux correspond à celui de la formation précédente ; la matière organique est encore très répandue dans les premières séquences des marnes inférieures de Fontaneilles (couches en échelons auct.), en atteignant notamment 14,3 % dans le toit de la première séquence. Dans les rythmes plus élevés de la formation de Fontaneilles, le taux de matière organique se règle aux alentours de 2 % ; une relation avec la position au sein de la séquence élémentaire n'est pas reconnaissable.

4 - Les éléments-traces

a) Formation du Bourg

Le facteur (1), indicateur de la paléosalinité, montre une légère défaillance par rapport aux formations suivantes. Les valeurs du Bore (235-302 ppm, fixé sur l'illite) indiquent toutefois une salinité normale, la faiblesse du facteur (1) serait plutôt dû aux pourcentages faibles de Vanadium. Les salinités les plus réduites se trouveraient au milieu de la formation, dans les calcaires siliceux homogènes sans alternances marneuses.

Le facteur (2), groupant les sidérophiles, est en nette croissance dans le rythme supérieur du membre marnocalcaire, culminant dans les bancs condensés du passage Domérien-Toarcien. Le facteur (3), en rapport avec le pourcentage illite-kaolinite, est uniformément faible (absence de kaolinite).

Le facteur (4), caractéristique du potentiel d'oxydation, est assez irrégulier, sans être corrélable soit avec le microfaciès, soit avec d'autres facteurs géochimiques.

Le facteur (5), groupant le Plomb, le Zinc et le Cuivre, n'est également guère concluant quant à sa signification.

b) Formation de Villeneuve

Le facteur (1), indiquant la paléosalinité, est extrêmement homogène à travers toute la formation. Ses valeurs sont légèrement plus positives que celles de la formation du Bourg, bien que les valeurs brutes du Bore soient légèrement inférieures à celles de la série antérieure (197 à 266 ppm, fixés sur l'illite).

Le facteur (2), qui groupe les sidérophiles, est également assez homogène ; les rares pointes sont en rapport avec des épisodes calcaires. Les teneurs en sidérophiles sont légèrement plus élevées que dans la formation du Bourg.

Le facteur (3) montre nettement les fluctuations du pourcentage de kaolinite au sein de la formation (maximums dans les deuxième et troisième rythmes de la formation).

Les mêmes évolutions se montrent dans le facteur (4), où la teneur en matière organique est également plus élevée dans les second et troisième rythmes.

Le facteur (5) ("Plomb") montre une tendance vers l'augmentation dans les Couches Blanches ; sur les bordures, FUCHS (1969) constate des minéralisations de Plomb/Zinc au passage du Domérien au Toarcien. Il existe un certain parallélisme avec le facteur (2) (sidérophiles).

c) Formation des Schistes Carton

Le changement du comportement des éléments-traces est assez spectaculaire dès la base des Schistes Carton. Certains niveaux (nodules !) montrent des associations aberrantes indiquant les modifications diagénétiques liées à leur genèse. Le caractère le plus typique est le comportement négatif du facteur (4), indiquant la matière organique ou plutôt le caractère réducteur du sédiment. Le facteur (5) (Pb, Zn, Cu), lié partiellement à la matière organique, est largement positif. Les autres facteurs sont assez irréguliers ; en général, le facteur (3) est plus positif que dans les Couches Blanches sous-jacentes, ceci étant en relation avec la reprise des apports kaolinitiques. La salinité indiquée par les valeurs brutes du Bore paraît plutôt basse (143-209 ppm, fixé sur la kaolinite !) ; toutefois, le facteur (1) se montre assez équilibré, à part dans le banc calcaire à structures de courants (Sc-3), où les effets diagénétiques sont difficiles à cerner. Les sidérophiles sont répartis de façon irrégulière, mais concentrés en général dans les bancs plus calcaires.

d) Formation de Fontaneilles

Le facteur (1) est très équilibré à travers toute la formation. Les valeurs du Bore brut varient de 177 à 202 ppm fixés sur la kaolinite. Les valeurs des sidérophiles sont très basses, mais deviennent très hautes dans les bancs condensés du passage du Toarcien moyen au Toarcien supérieur. Le facteur (3) correspond à celui des Schistes Carton. Le facteur (4) (matière organique et milieu réducteur) est plus élevé que dans les Schistes Carton, malgré des valeurs en carbone organique plus hautes dans le premier rythme de la formation de Fontaneilles que dans les

Schistes Cartons. Les valeurs du Plomb (5) sont hautes dans les couches en échelons, notamment dans les niveaux "schisteux". Dans ces niveaux, le Plomb est lié à la phase organique. Un deuxième maximum concerne les couches du passage Toarcien moyen - Toarcien supérieur ; ici, le Plomb accompagne les concentrations des sidérophiles.

C - EVOLUTION VERS LES MARGES

(Voir Tableaux géochimiques "B", "C", "D").

I - Lotharingien supérieur - Carixien

a) Caractères généraux

Les formations lithologiques définies sur la marge cévenole sont avant tout caractérisées par des critères microfaciels ; les critères géochimiques n'interviennent qu'en second lieu. Ainsi par exemple, la formation de la Combe-Albert ne peut être caractérisée sur la base des résultats géochimiques obtenus (échantillonnage insuffisant).

Toutefois, la formation des Bondons et la formation du Lempézou montrent quelques particularités géochimiques :

- Formation des Bondons : Elle s'identifie par des pourcentages importants de dolomie ainsi que par le caractère assez négatif de tous les facteurs géochimiques.
- Formation du Lempézou : C'est la seule unité lithologique à traduire les influences des terres émergées ; son cortège argileux est dominé par la kaolinite.

Les évolutions vers la marge méridionale ne montrent pas de particularités par rapport à la coupe de Rivière ; le caractère principal - absence de kaolinite - se retrouve soit à Saint-Georges, soit à Tournemire (voir Tableau Géochimique "C"). La kaolinite est par contre présente dans la formation de la Combe-Albert (Tableau "D") ainsi que probablement sur la marge occidentale du bassin (présence dans des résédiments dans la coupe de Saint-Georges).

b) Diffraction sur échantillons initiaux

Dans la coupe des Bondons, la calcite est le carbonate dominant, mais la dolomie est toujours présente dans la formation des Bondons. Dans la coupe plus proximale de la Montagne du Lempézou, la dolomie devient prédominante. Dans la formation du Lempézou, c'est également la dolomie qui constitue le carbonate essentiel. La silice est toujours représentée en pourcentages importants, tandis que les quantités d'insolubles sont insignifiantes.

Dans les rares échantillons illustrant l'évolution vers le seuil du Languedoc, on constate comme dans la coupe-type un pourcentage de carbonates toujours important, dépassant les 70 % dans la majeure partie des cas. La dolomie est rare ; elle peut toutefois, en certains cas, constituer le gros des carbonates (échantillon SGL-01, membre de Mende réduit gréseux). Il n'existe aucun rapport entre la teneur en silice et la teneur en dolomie. Dans les séquences sommitales de la formation du Bourg à Tournemire, on constate la présence d'anhydrite en faibles pourcentages.

Dans les pack- et les grainstones de la formation de la Combe-Albert, la calcite obtient 80 % ; la dolomie manque, tandis que la silice est insignifiante.

c) Les argiles

Dans la coupe des Bondons, l'argile dominante est l'illite ouverte. Les interstratifiés sont souvent présents en faibles pourcentages, la kaolinite apparaît dans certains échantillons ; la chlorite est absente. Dans la coupe plus proximale du Lempézou, la kaolinite est présente dès la base de la formation des Bondons ; dans la formation du Lempézou, elle devient argile dominante ou exclusive. Les formations côtières ne contiennent pas de chlorite ! Au Lempézou, les kaolinites sont associés à des illites ouvertes.

L'évolution vers la marge méridionale montre l'absence de la kaolinite dans les faciès "pélagiques". Elle accompagne toutefois les faciès détritiques du membre de Mende en faibles doses, et est présente dans des résédiments en provenance de la marge occidentale.

d) Les éléments-traces

Le facteur (1) indique des nettes soussalures dans la formation des Bondons aussi bien dans la coupe des Bondons que dans la coupe du Lempézou ; des valeurs de Bore très basses affectent également la formation du Lempézou. Le facteur (8) qui indique la paléosalinité dans les coupes de la marge méridionale, est neutre dans les coupes "bassinales". Il en est de même dans la formation de la Combe-Albert, aux Sièges (voir Tableau "D"). Les sidérophiles (facteur 2) sont peu représentés soit dans

la formation des Bondons, soit dans la formation du Lempézou. Le Barium et le Strontium qui varient avec le pourcentage de kaolinite, traduisent les variations de cette argile dans le facteur (3) ; dans les coupes bassinales, le facteur (6) est positif dans la formation du Bourg, indiquant l'absence de la kaolinite. Il existe une certaine analogie avec le facteur (9). Les échantillons de la formation de la Combe-Albert ne permettent pas de conclusions.

Le facteur (9) (potentiel oxydoréducteur) ne donne pas d'indications pour la formation des Bondons ; par contre, ce facteur est largement positif dans la formation du Lempézou. Son équivalent dans la deuxième série d'échantillons n'est pas évident ; à Tournemire, on en trouve des traces dans les facteurs (9) et (10) ; en ce qui concerne toutefois la formation du Bourg, les énoncés de ces facteurs sont pour le moins contradictoires. Le caractère opposé, mais néanmoins corrélé, de ces deux facteurs se trouve confirmé dans les échantillons de la formation de la Combe-Albert.

Le facteur (5) finalement, qui groupe le Plomb, le Zinc et le Cuivre, n'a pas d'homologues dans la deuxième série d'échantillons (Tableau "C" et "D") ; dans la formation du Lempézou (voir Tableau "B") il montre des maximum associés à des concentrations minimales de matières organiques ; dans ce cas précis, le Plomb traduit des influences terrestres.

2 - Domérien

a) Caractères généraux

Plus haut on monte dans la série et moins les influences côtières deviennent évidentes et moins les différenciations lithologiques se reflètent dans le caractère géochimique des séquences. Les membres très condensés qui ont été définis sur le seuil languedocien sont difficiles à identifier géochimiquement, vu qu'il s'agit d'échantillons très ferrugineux et partiellement altérés. Les facteurs (6) à (10) s'avèrent assez positifs dans la plupart des échantillons en provenance du seuil languedocien, probablement dû à des valeurs élevées en sidérophiles, malheureusement répartis sur plusieurs de ces facteurs. Il n'est pas facile de discerner à quel point ces sidérophiles traduisent des effets diagénétiques récents, comme le suggère par exemple le travail de MATTEI & COUDRAY (1979), ou s'ils

sont les fruits de condensations sédimentaires ou de particularités climatiques liasiques.

Sur la bordure cévenole, la formation de Fraissinet est difficile à caractériser géochimiquement, les variations au sein des facteurs étant assez irrégulières.

b) Diffractométrie sur échantillons initiaux

Dans la formation de Fraissinet, la calcite devient à nouveau le carbonate dominant ; la dolomie est présente notamment dans la coupe des Bondons, tandis qu'elle est insignifiante dans la coupe plus proximale de la Montagne du Lempézou. Aux Bondons, les carbonates n'excèdent pas 50 à 60 % dans les assises typiques ; à la base et au sommet, les pourcentages sont plus élevés. Au Lempézou par contre, les faciès sont essentiellement carbonatés.

L'arrivée des insolubles dans la formation de Fraissinet contraste vivement avec la formation des Bondons sous-jacente.

En approchant de la marge méridionale, les séries "pélagiques" deviennent plus carbonatées ; la dolomie est plus fréquente que dans la coupe-type ; dans les Couches Blanches, on constate la présence d'anhydrite. De l'anhydrite se trouve également dans les niveaux basaux de la formation. Les bancs plus carbonatés montrent une nette déficience en silice. Sur le seuil proprement dit (voir Tableau "D") la calcite occupe toujours au moins 70 % ; la dolomie est exceptionnelle. Les taux de silice sont en général insignifiants.

c) Les argiles

Dans la formation de Fraissinet, le cortège argileux est essentiellement composé d'illites ouvertes associées à des interstratifiés. La kaolinite est épisodique, la chlorite manque. Le changement est brutal au Lempézou, où ces illites sont directement superposées au grès kaolinitiques de la formation du Lempézou.

A Saint-Georges et à Tournemire, on observe des illites bien cristallisées associées à de la kaolinite et à de la chlorite ainsi qu'à des rares et épisodiques interstratifiés ; ceci correspond aux constatations

faites sur la coupe de Rivière. Kaolinite et chlorite sont disséminées dans le bas des marnes de Villeneuve ainsi que dans les Couches Blanches ; à Saint-Georges, des niveaux chenalisés et parfois granoclassés montrent une abondance de kaolinite sans chlorite associée (niv. SGL-8a, voir Tableau "C") et caractérisent de ce fait les apports d'une marge occidentale.

La même constellation s'observe également dans la coupe du Tournadous (voir Tableau "D"), avec la présence régulière de la kaolinite et de la chlorite. Les séries plus condensées (plus altérées ?) au Sud du Tournadous ne montrent par contre que des illites ouvertes associées parfois à des interstratifiés. La présence de kaolinite et de chlorite peut être parfois reconnue dans les équivalents calcaires des Couches Blanches.

d) Les éléments-traces

Comme il a été dit préalablement, les éléments-traces ne permettent pas de déterminer des régularités dans la formation de Fraissinet. Le facteur (3) est négatif aux Bondons et au Lempézou, parallèlement à l'absence de la kaolinite. Les facteurs (1) et (4) traduisent des variations très fortes dans la salinité et dans le potentiel oxydoréducteur de la série. Dans la coupe du Lempézou, d'évidentes parallèles existent entre le facteur (2) (sidérophiles) et le facteur (5) (Plomb). Cette corrélation n'est pas évidente dans la coupe des Bondons.

Dans les coupes de Saint-Georges et de Tournemire (voir Tableau "C"), le facteur (6) montre les variations de la kaolinite. Les facteurs (7) et (10), groupant plus ou moins les sidérophiles, la salinité et la matière organique, suivent à peu près le même schéma. La répartition des facteurs (8) et (9) est chaotique.

Sur le seuil du Languedoc, une interprétation des facteurs géochimiques semble aléatoire ; des différences très importantes dans les facteurs entre deux niveaux d'âges et de faciès identiques (par exemple Gh-24 du Tournadous et Gh-19/20 du Mas Hugonenq, oolithe du Guilhomard) laissent pressentir des modifications diagénétiques importantes. Mais les valeurs brutes du Bore (voir Tableaux "C" et "D") indiquent une sursalure croissante au Domérien supérieur en approchant de la marge languedocienne. Ces sursalures qui sont documentées par la présence d'anhydrite dans les diffractogrammes et par la présence de gypse à l'affleurement, atteignent des valeurs de 450 ppm de Bore, localement (Murène, Mas Caylar) de plus de 500 ppm.

3 - Toarcien

a) Caractères généraux

Au Toarcien, les influences côtières sont encore plus réduites qu'au Domérien. Les terres émergées qui ont été mises en évidence au Toarcien inférieur ne livrent que peu d'apports détritiques ; la transgression à grande échelle qui affecte les dépôts du Toarcien moyen (HALLAM, 1969) efface presque toute trace de terres émergées. Les séries toarciennes sont donc caractérisées plus que les dépôts du Lias moyen par une certaine uniformité du contexte géochimique. Seuls les facteurs liés au milieu d'oxydo-réduction traduisent des fortes variations au passage Toarcien inférieur - Toarcien moyen.

Les variations entre les séries des marges et les séries du centre du bassin sont peu importantes.

b) Diffraction sur échantillons initiaux

La calcite est le carbonate dominant ; la dolomie est parfois présente en faibles pourcentages. Le taux de carbonate est en général équilibré aux alentours de 40 % ; seuls les bancs franchement calcaires montrent des pourcentages plus élevés. Les Schistes Carton sont moins carbonatés que dans le bassin central aussi bien à l'approche de la marge cévenole qu'à l'approche de la marge languedocienne.

L'anhydrite a été décelée dans plusieurs échantillons du Toarcien inférieur et moyen ; comme elle n'est pas accompagnée de sursalures notables, ce qui la diffère de l'anhydrite du Domérien supérieur, sa présence pourrait être due plutôt à des phénomènes diagénétiques (oxydation de pyrite).

c) Les argiles

Sur la bordure cévenole, dans la coupe des Bondons, le cortège argileux est composé d'illites ouvertes et d'interstratifiés, associées à de la kaolinite en faible pourcentage dans les marnes de Fontaneilles. La chlorite est absente sur la bordure cévenole dans le Toarcien. Les mêmes constatations avaient été faites au Domérien.

Près du seuil languedocien, les coupes bassinales de Saint-Georges et de Tournemire montrent les mêmes particularités que la coupe de

Rivière : les illites cristallisées du Domérien passent à des illites ouvertes associées à des interstratifiés au Toarcien. Le rapport de ces argiles avec l'association kaolinite/chlorite correspond à celui de la coupe centrale de Rivière.

Les coupes peu épaisses du seuil languedocien montrent également l'association illite ouverte - interstratifiés - kaolinite - chlorite que l'on retrouve dans le bassin. Toutefois, les pourcentages de chlorite et de kaolinite sont inférieurs à ceux constatés dans le centre du bassin.

d) Les éléments-traces

Dans la coupe des Bondons, le facteur (1) lié à la paléosalinité est en nette avance par rapport aux basses valeurs qui affligeaient aussi bien la formation des Bondons que la formation de Fraissinet. Ceci est avant tout dû à des valeurs de Bore nettement supérieures, ayant même dans les assises phosphatées du niveau de Murène une légère tendance à la sursalure. Les facteurs (2) (sidérophiles) et (3) (rapports kaolinite/illite) ne montrent que peu d'évolutions dans la série toarcienne ; les valeurs nettement plus élevées du facteur (3) par rapport à la formation de Fraissinet sous-jacente sont surprenantes car l'analyse des argiles ne montre pas de kaolinite dans les termes inférieurs du Toarcien (Schistes Carton et niveau de Murène). Il est possible qu'il y ait destruction diagénétique relativement tardive de la kaolinite ; des phénomènes similaires peuvent être supposés dans les assises domériennes très condensées du seuil languedocien. Le facteur (4) (matière organique et milieu réducteur) est très négatif dans les Schistes Carton et dans le niveau de Murène. Les valeurs en Molybdène et Cuivre, élevées dans les Schistes Carton du centre du bassin, ne montrent aucune augmentation particulière dans les Schistes Carton de la bordure cévenole, indiquant un milieu pas entièrement réducteur en bordure du bassin. Ceci confirme les résultats acquis par l'analyse micrographique. Le facteur (5) (Pb, Cu, Zn) montre de petites pointes dans la base du niveau de Murène ; ceci peut être en relation soit avec des apports terrigènes, soit avec les taux élevés de matière organique dans ces niveaux.

Dans la traversée du centre du bassin à la marge méridionale, le facteur (6) montre les variations de la kaolinite de façon nette dans les coupes bassinales (Saint-Georges et Tournemire). Dans les coupes du Tournadous et de Romiguières, la concordance est encore assez bonne, tandis que sur le seuil languedocien proprement dit, les perturbations diagénétiques semblent avoir été trop importantes.

Le facteur (7) (matière organique) présente aussi bien dans les coupes "bassinales" que dans les coupes situées sur le seuil une opposition nette au facteur (9). Dans les séries riches en sidérophiles que sont les assises toarciennes, les pertes au feu et donc le contenu en matière organique devient l'élément déterminateur du facteur (9). Les parallèles entre les facteurs (7) et (10), constatés dans le Domérien, ne se poursuivent plus dans le Toarcien. L'interprétation des facteurs (8) et (10) n'est pas claire ; dans la coupe de Saint-Georges, le facteur (10) suit plus ou moins les teneurs en Bore; les deux facteurs sont de toute façon en nette opposition avec les séries domériennes sous-jacentes. Il est possible que les deux facteurs dépendent assez largement des teneurs en sidérophiles.

En conclusion, on peut constater que les échantillons pauvres en sidérophiles se prêtent bien à l'analyse géochimique ; ces échantillons, qui forment le gros des séries bassinales ainsi que ceux en provenance de la marge cévenole donnent en général des résultats plausibles dans l'analyse factorielle. Les échantillons riches en sidérophiles par contre troublent les facteurs, se répartissant sur plusieurs d'entre eux. C'est le cas notamment des sédiments ferrugineux du Lias moyen du seuil du Languedoc. De plus, il est difficile de reconnaître l'âge (syngénétique ou "récent") des accumulations sidérophiles.

D - QUELQUES PROBLEMES EN RAPPORT AVEC LA GEOCHIMIE

I - Carbonates et sulfates

a) Dolomie

La dolomie apparaît dans deux domaines privilégiés : dans les séries du Lias moyen, en dessous de la discontinuité basale du Toarcien, ainsi que dans les formations de la bordure cévenole : la formation des Bondons et la formation du Lempézou.

La dolomie au Lias moyen est en rapport avec l'évènement diagénétique au contact Domérien - Toarcien : le cortège original d'argiles illitiques est constitué d'un assemblage d'illites cristallisées libéré des ions de potassium et surtout de magnésium liés aux interstratifiés. Ces ions excédentaires se cristallisent sous forme de dolomie, visible en lames minces comme de petits cristaux idiomorphes.

L'explication des dolomies en bordure cévenole paraît plus complexe; contrairement à ce qu'on pourrait attendre, les dolomies ne sont pas en relation avec des sursalures, mais plutôt avec des eaux saumâtres, voire même carrément avec des eaux douces. Le magnésium est, de plus, très rare dans la fraction insoluble, notamment dans la coupe du Lempézou. Il existe par ailleurs une corrélation entre les pourcentages en kaolinite et les pourcentages en dolomie. Les dolomies disparaissent avec l'arrivée des illites et des interstratifiés associées à la formation de Fraissinet. Il est possible que les ions magnésiens, associés à des kaolinites, ne se soient pas fixés sur les argiles, mais auraient plutôt été contraints à la néoformation de dolomie. D'autre part, une participation d'eaux météoriques (Mc KENZIE et al., 1980) ne peut être exclue dans le cas présent.

b) Gypse et anhydrite

Parmi les évaporites, l'anhydrite a été mise en évidence par analyse diffractométrique, tandis que la présence de gypse est évidente à l'affleurement. Les évaporites manquent dans la coupe du bassin central ainsi qu'en bordure cévenole. Ils sont par contre présents dans différents niveaux à l'approche du seuil languedocien. Si leur présence au Toarcien n'est pas accompagnée par des valeurs de Bore élevées, ce qui laisse présumer une origine diagénétique, les évaporites du Domérien supérieur

ainsi que l'anhydrite dans le Carixien supérieur de Tournemire sont accompagnés de valeurs élevées de Bore ; il est donc probable qu'ils soient primaires dans ces niveaux. Leur caractère primaire est en tout cas confirmé dans le "niveau rouge" séparant les assises domériennes des Schistes Carton sur le seuil du Languedoc.

2 - Les argiles

a) Illites et interstratifiés

Ils dominent dans les cortèges argileux. L'absence de smectites pures est toutefois à souligner. Dans les séries épaisses (Rivière, Saint-Georges, Tournemire), les interstratifiés sont rares ou absents dans le Carixien et le Domérien ; parallèlement, les illites sont bien cristallisées. Au passage du Domérien au Toarcien, les interstratifiés prennent de l'importance et les illites sont ouvertes. Ceci se poursuit à travers tout le Toarcien.

Dans le Toarcien des formations marginales, on trouve également des illites ouvertes et des interstratifiés ; ici, les séries antérieures sont également constituées d'illites ouvertes, parfois associées à des interstratifiés.

La nature de conservation des illites semble donc largement dépendre du fait que les séries ont été exposées à une émergence au passage Domérien - Toarcien, ou au contraire, comme c'était le cas dans le bassin central, les sédiments étaient exposés à un régime de bassin affamé. Dans le premier cas, il y aurait eu altération simple des argiles. Dans le deuxième, il y aurait eu des modifications diagénétiques. Le cortège original serait celui de l'étage Toarcien, composé d'un pourcentage fixe d'illites ouvertes et d'interstratifiés.

Les interprétations de FUECHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1963) selon lesquelles des roches bitumineuses freineraient la diagénèse, ne se trouvent donc pas confirmées dans l'exemple des Schistes Carton ; la diagénèse est liée au régime particulier du passage entre marnes domériennes et schistes bitumineux de la base du Toarcien et n'a aucun rapport avec le contenu bitumineux des Schistes Carton proprement dits.

b) Chlorite

Dans la série bassinale, la chlorite est présente à presque tous les niveaux. Si elle est présente dans la formation du Bourg, ses pourcentages augmentent toutefois nettement avec l'arrivée de la kaolinite. Il existe une nette relation entre les pourcentages de kaolinite et les pourcentages de chlorite. Les résédiments en provenance du seuil du Rouergue sont caractérisés par une augmentation des pourcentages de kaolinite, sans pour autant augmenter les taux de chlorite. Ceci semble exclure une diagénèse de la kaolinite en chlorite due au chimisme régnant dans le bassin.

Sur le seuil du Languedoc, la chlorite est en général présente, sauf dans les niveaux où une altération ancienne ou récente a détruit les minéraux argileux autres que les illites. La chlorite manque sur le seuil des Cévennes.

c) Kaolinite

Présente dans les rares échantillons en provenance du "Sinémurien", la kaolinite manque singulièrement dans tous les dépôts carixiens de type bassinaux. Elle constitue par contre l'essentiel des apports détritiques en provenance de la marge cévenole, notamment dans la formation du Lempézou mais aussi dans la formation des Bondons.

A partir de la base du Domérien, la kaolinite apparaît successivement dans les termes bassinaux. Présente d'abord en faibles pourcentages associée à des faibles taux de chlorite, elle prend de l'importance avec la chlorite dès le second rythme des marnes de Villeneuve. Il y a un net déclin dans les Couches Blanches, puis, avec l'arrivée des Schistes Carton, les pourcentages de chlorite et de kaolinite sont à nouveau ce qu'ils furent pendant le Domérien moyen.

La kaolinite est présente dans les assises toarciennes de la marge cévenole, toutefois en faibles pourcentages et non associée à la chlorite.

d) Glaucanie

Là où la glaucanie est autochtone (sommet de la formation du Bourg, base de la formation de Villeneuve, Couches Blanches, bancs de

passage du Toarcien moyen au Toarcien supérieur, formation de Fraissinet), elle est toujours associée à des valeurs élevées en sidérophiles (facteur 2, Tableaux géochimiques "A", "B"). Cette corrélation ne peut pas être effectuée là où la glauconie est détritique (rythme inférieur du membre marnocalcaire).

e) Discussion : Provenance des argiles

La composition de la matière argileuse est gérée par trois facteurs :

- Le détritisme local lié aux conditions climatiques régnant à l'époque de la déposition sur des terres émergées voisines du bassin sédimentaire ; en l'occurrence, dans la période qui nous intéresse, sur les Cévennes, le Rouergue et le seuil du Languedoc.
- Le détritisme de source lointaine, transporté au gré des courants. Altérée, diagénétisée, remaniée en temps et lieux inconnus, cette phase ne nous apportera guère d'informations d'ordre climatique. Par contre, comme une migration de faunes, cette "migration du détritisme" apporte de précieuses indications sur les courants marins, sur la présence et l'inondation des seuils, sur l'ouverture et la fermeture des communications entre les différents bassins sédimentaires.
- Une altération "récente", généralement facile à discerner, vient troubler les données primaires. Son influence peut être parfois difficile à séparer de l'altération synsédimentaire, telle qu'elle affecta les dépôts condensés du Lias moyen du seuil du Languedoc.

Quatre groupes de minéraux argileux sont étudiés dans le cadre de ce travail pour essayer de déterminer la provenance et la diagénèse des argiles. Ce sont les illites, les smectites, les chlorites et les kaolinites.

Illite :

Elle forme l'argile prédominante dans toutes les séries bassinales ainsi que sur le seuil du Languedoc. C'est également l'argile persistante dans les échantillons altérés.

Smectite :

Elle est absente comme minéral individuel. Des interstratifiés irréguliers illite -"smectite" font partie du cortège détritique original.

Chlorite :

Présente à travers toute la série étudiée, elle est associée à la kaolinite d'origine lointaine à partir du Domérien. Sur les Cévennes, la chlorite est absente.

Kaolinite :

Dans le bassin, une kaolinite de source lointaine vient s'ajouter au cortège argileux dès le Domérien. Les clastiques en provenance des marges locales sont essentiellement composés de kaolinite.

On en déduira que la grande masse des argiles qui s'accumulent au Lias dans le domaine Nord-Ouest européen ne provient pas des rares îlots émergés en bordure des bassins (Cévennes, Morvan, Vosges, Ardennes, Massif Armoricain, etc.), ces derniers livrant quasi exclusivement de la kaolinite.

Les illites qui composent le gros des séries marneuses doivent donc avoir une origine différente, en provenance de grandes masses terrestres émergées en dehors du régime tropical ou subtropical qui régnait sur l'Europe au Lias.

Une reconstitution paléogéographique classique (par exemple : BULLARD et al., 1965) propose comme source possible pour ces larges quantités d'illites et d'interstratifiés, trois possibilités :

- les Calédonides scandinaves et la plate-forme russe
- le continent nord-américain
- une masse continentale nordique ("Groënland").

Pour l'ensemble marneux du bassin des Causses, deux sources différentes paraissent avoir participé. L'ensemble Lotharingien supérieur - Carixien, qui n'était pas en communication avec les bassins mésogéens, ne contient pas de kaolinite et peu de chlorite dans les séries bassinales. L'association kaolinite-chlorite pénètre dans le bassin des Causses avec l'ouverture du seuil languedocien et du domaine sud-cévenol aux eaux mésogéennes.

Selon ARTRU (1972), la chlorite dans les Terres Noires, minéralogiquement très proches des marnes liasiques, proviendrait des zones alpines internes ; la kaolinite par contre diminue en pourcentage en s'éloignant des Cévennes. Elle est absente dans les zones les plus méridionales de la Mésogée (voir DUNOYER DE SEGONZAC & BERNOULLI, 1976). À part les Cévennes, on peut supposer le complexe sardo-corse, les massifs externes alpins et les Ardennes comme livreurs possibles de kaolinite.

Ces apports marginaux viennent s'ajouter aux masses illitiques d'origine vraisemblablement "russe", provenant du démantèlement de sols probablement podsoliques (voir ERHART, 1956 ; MILLOT, 1964 ; VON ENGELHARDT, 1973 ; FITZPATRICK, 1980). Les marnes liasiques de la province nord-ouest européenne se caractérisent par une remarquable homogénéité minéralogique (CORBIN, 1980). Seul le Lias de Skye et du Dorset se distinguent par une particularité minéralogique, vue la participation essentielle des smectites (CORBIN, 1980). Cette influence nordique rend improbable une participation de la province "groënlandaise" aux apports argileux liasiques des Causses.

Les apports argileux du bassin d'Aquitaine, qui participent en faibles pourcentages aux marnes des Causses, notamment durant la période Lotharingo-Carixienne, proviennent probablement de l'érosion d'une masse continentale comparable au domaine balto-russe. L'absence d'îlots importants à sols latéritiques est responsable du caractère plus uniforme du cortège argileux. La situation paléogéographique au Lias moyen fait penser au continent nord-américain comme source des argiles.

Cependant, les smectites signalées par CORBIN en Ecosse et sur la côte sud de l'Angleterre ne se retrouvent pas dans les argiles d'Aquitaine. Ou bien cette smectite provient d'une source locale, peu importante, et n'aurait de ce fait pas atteint le bassin d'Aquitaine, ou alors la smectite a été diagénétisée en illite dans le bassin d'Aquitaine. Les smectites sont particulièrement sensibles au changement chimique de l'environnement et notamment au changement du pH (VON ENGELHARDT, 1973 ; FITZPATRICK, 1980). Il est également possible que le Dorset ait été séparé de l'Aquitaine et du Bassin Parisien par une paléomasse armoricaine importante indiquant ainsi l'action de failles transformantes dans la Manche.

En conclusion, on peut dire que les argiles des bassins liasiques qui se prolongent localement au Dogger ("Opalinuston", LUSSE, comm. pers.) proviennent probablement de sources communes de très grandes dimensions. Des variations locales peuvent se traduire par des apports occasionnels de kaolinite (ou de chlorite), provenant de petites masses terrestres à sols latéritiques.

Les constations sur les minéraux argileux séparant les grandes masses marneuses des rares influences locales qui traduisent un climat (sub)-tropical, se trouvent par ailleurs confirmées dans les analyses des éléments-traces et notamment du Nickel et du Plomb.

3 - Les éléments-traces

(voir Tableaux géochimiques "A"- "D").

a) Bore

Les discussions sur la validité du Bore comme indicateur de la paléosalinité ont été vives dans les années précédentes, notamment au IX^e Congrès International de Sédimentologie à Nice. D'une manière générale, on peut admettre qu'en l'absence de minéraux argileux gonflants (smectites) et en dehors des zones à détritisme grossier, la teneur en Bore constitue effectivement un instrument valable pour l'identification des milieux sédimentaires. Dans le cas du bassin des Causses, les teneurs en Bore viennent confirmer dans la majeure partie des échantillons étudiés des observations sédimentologiques effectuées préalablement sur le terrain.

- Trends dans le bassin central (Tableau "A") -

Dans les étages Carixiens et Domériens, les taux de Bore varient entre 187 et 302 ppm ; ils sont plus faibles dans le Toarcien (143 - 212 ppm). Cette diminution n'est pas en relation avec un abaissement de la salinité, mais est dû au fait qu'au Lias moyen, le Bore se fixe sur les illites cristallisées, alors qu'il préfère la kaolinite aux illites ouvertes au-dessus de la discontinuité entre le Domérien et le Toarcien. L'échantillon SC-7 avec 88 ppm ne peut pas être évalué car il provient d'un nodule diagénétique.

En conclusion, les valeurs de Bore dans le bassin central confirment la salinité normale indiquée par la présence continue d'ammonites dans toute la série.

- Trends vers le seuil du Languedoc (Tableau "C", "D") -

Dans les coupes à faciès bassinaux (Saint Georges et Tournemire), les salinités restent toujours normales. Cependant, les valeurs sont nettement élevées par rapport à la coupe de Rivière :

Carixien/Domérien :	188 - 386 ppm à Saint Georges
	279 - 403 ppm à Tournemire
Toarcien	: 223 - 329 ppm.

La série plus méridionale (Tournemire) montre des salinités plus élevées à l'approche du seuil du Languedoc. Ce trend se trouve confirmé dans les coupes en provenance du seuil même.

La formation de Villeneuve, superposée ici directement aux calcaires Sinémuriens, se distingue par des salinités élevées, notamment sous la discontinuité du Toarcien inférieur. Si les calcaires à entroques de la formation de la Combe-Albert montrent encore des teneurs en Bore normales, les marnes de la formation de Villeneuve varient entre 346 et 554 ppm, ces dernières valeurs provenant des niveaux gypsifères de Murène et du Mas Caylar.

Dans les coupes du Mas Caylar/Murène et de La Sambuguède, les Schistes Carton et les marnes de Fontaneilles montrent également des valeurs de Bore élevées, culminant dans les 516 ppm des marnes à stromatolithes phosphato-gypseuses dans la coupe de La Sambuguède. Les ammonites phosphatées qui abondent dans ce niveau de Murène sont probablement transportées en ces lieux peu salubres, bien qu'aucun remaniement n'ait pu être observé. Cependant, les ammonites sont souvent tarraudées par des algues, ce qui confirmerait l'hypothèse d'un transport passif dans un domaine à environnement sursalé.

- Trend vers le seuil des Cévennes (Tableau "B") -

Si dans les autres parties du bassin les teneurs de Bore confirment des observations d'ordres sédimentologiques, sur le seuil des Cévennes, ce sont ces mêmes teneurs qui ont été utilisées pour déterminer la paléo-salinité. Si les caractères sédimentologiques de la formation des Bondons mettaient en évidence des anomalies salinaires, ils ne permettraient toutefois pas de préciser la nature de ces anomalies. Les valeurs très basses au

Truc des Bondons (31 - 182 ppm) indiquent cependant le caractère saumâtre (accédant localement à une salinité normale) de l'ensemble en question. Dans la Formation des Bondons au Lempézou, ces valeurs sont légèrement plus élevées. Cependant, les valeurs généralement basses dans la formation des Bondons rendent plausibles les valeurs de Bore mesurées dans l'équivalent plus proximal, la formation du Lempézou (58, 77 ppm) et aident à l'interprétation de ces sédiments comme dépôts de plate-forme côtière soumise à l'influence d'eaux douces. Les valeurs généralement basses se poursuivent dans la formation de Fraissinet (101 à 214 ppm). Dans le Toarcien à faciès "pélagique", les valeurs deviennent normales (159 à 370 ppm).

- Bore et phosphorite

Dans le Lias moyen et supérieur des Causses, plusieurs niveaux à phosphorite ont été distingués :

- A) les dernières séquences de la formation du Bourg
- B) le hardground terminal de la formation des Bondons
- C) les Couches Blanches et notamment leurs équivalents calcaires sur le seuil du Languedoc
- D) le niveau de Murène et l'oolithe d'Aurières per parte
- E) les bancs calcaires au passage entre les marnes inférieures et supérieures de Fontaneilles.

Le tableau ci-après illustre le rapport entre phosphorite et Bore dans ces niveaux par rapport aux couches environnantes non-phosphatées :

Tableau 3 : Rapports entre bore et phosphorite

Niveau	Membre	Type de phosphorite	No. Echan. Niveau	ppm	No. Echan. non-phosph.	ppm (remarques)
A	marnocalcaire	replacement	6	334	10	249
B	Bondons	replacement	2	113	4	112 ¹⁾
C ¹	Couches Blanches bassin	nodules replacement	17	294	27	238
C ²	Couches Blanches seuil	replacement	7	463	8	410 ²⁾
D	Niveau de Murène	phosphatisation de fossiles/ooides	7	378	4	328 ³⁾
E	Marnes inf. de Fontaneilles	replacement	5	226	23	203

Remarques :

- 1) Echantillonnage insuffisant
- 2) En faisant abstraction des échantillons en provenance de l'oolithe du Guilhomard dans les marnes de Villeneuve, les taux de Bore se réduisent à 389 ppm pour 4 échantillons.
- 3) En faisant abstraction des échantillons en provenance du Niveau de Murène du seuil cévenol et en maintenant seulement ceux du seuil du Languedoc, les taux de Bore s'élèvent à 469 ppm pour quatre échantillons.

Conclusions

Dans le bassin des Causses, trois types de phosphorite peuvent être observés :

- Le premier est dû à des positions d'upwelling classiques. Il groupe le hardground terminal de la formation des Bondons, le niveau de Murène sur la marge cévenole et les bancs de passage du Toarcien moyen au Toarcien supérieur. Il est caractérisé par sa position en marge d'un bassin.
- Le second est apparemment en relation avec des zones à évaporation accrue et donc soumis à une concentration élevée en phosphates, ultérieurement liée à des algues, sans qu'une position en marge de bassin puisse être décelée. C'est le cas notamment des variations calcaires des Couches Blanches et du Niveau de Murène sur le seuil du Languedoc, ainsi que probablement des calcaires de la fin du Carixien.
- Le troisième, apparenté au second, se trouve dans le bassin affamé à la fin du Domérien. En particulier pour ce dernier, des conditions pré-évaporitiques paraissent évidente. Ce type se caractérise par des teneurs en Bore que très légèrement élevées.

b) Molybdène, Cuivre et matière organique

Selon les travaux de KULBICKI & RUMEAU (1969) les minéraux Molybdène et Cuivre forment des complexes organiques selon le potentiel d'oxydo-réduction.

Les analyses effectuées dans le bassin des Causses prouvent le caractère réducteur de la formation des Schistes Carton. Les taux

de Molybdène notamment montent considérablement au passage du Domérien au Toarcien. Les sédiments bitumineux s'avèrent réducteur sur l'ensemble du bassin. Seule exception, la coupe des Bondons ; ceci ne surprend guère puisqu'on a signalé dans les équivalents cévenols des Schistes Carton, non seulement la présence de lamellibranches vraisemblablement benthiques (inocérames, Astarte sp.), mais encore des borings provenant probablement de lamellibranches. Ainsi la géochimie vient ici encore confirmer les données sédimentologiques. Une zone similaire non réductrice peut être postulée de l'autre côté du bassin sur le seuil du Rouergue.

Les pourcentages de Cuivre ont également une tendance cohérente à augmenter dans les niveaux réducteurs. Ceci n'est pas valable sur le seuil des Cévennes, tandis que les résultats dans les coupes de La Sambuguède et de Murène doivent être interprétés avec scepticisme (altération ancienne !).

Les couches en échelons, premier rythme de la formation de Fontaneilles, montrent également des taux de matière organique assez élevés. Cependant, ces valeurs ne sont pas accompagnées de taux élevés en Cuivre et Molybdène. Les sédiments ne sauraient donc être qualifiés de sapropélites, mais plutôt de sédiments de type gyttia.

Dans plusieurs coupes (Tournemire, Murène, La Sambuguède), le Cuivre se trouve légèrement enrichi au-dessous des Schistes Carton. Ce sont là des prédécesseurs aux minéralisations Cu - Zn - (Pb) signalées par FUCHS (1969) sur le seuil du Rouergue.

c) Plomb, (Zinc)

Le Plomb se comporte de façon plutôt curieuse dans l'ensemble du bassin. En principe, un comportement similaire à celui du Cuivre serait attendu. Cependant, un enrichissement de Plomb dans la formation des Schistes Carton ne semble guère évident. Le Plomb (et parallèlement le Zinc) est réparti de façon homogène dans les sédiments bassinaux à partir du second rythme Domérien, ce qui laisserait supposer qu'il se trouve lié à la kaolinite/chlorite de provenance mésogéenne. Pourtant, le taux de Plomb s'effrite subitement avec le Toarcien moyen, tandis que les valeurs de kaolinite mésogéenne ne subissent pas de changement. La raison de ce comportement ne paraît pas clair.

Un petit exemple de Plomb lié à des apports locaux peut se trouver dans les échantillons détritiques de la formation du Lempézou, où il se trouve enrichi par rapport aux formations avoisinantes. Ou bien ce Plomb provient directement de roches granitiques érodées, ou alors il est en relation avec des complexes que le Plomb forme au contact de l'eau marine. En dehors des formations grossièrement détritiques le Plomb et surtout le Zinc sont rares dans les séries de la bordure cévenole. Des enrichissements ont été constatés dans le hardground terminal de la formation des Bondons.

En approchant du seuil du Languedoc, les pourcentages des deux éléments montrent des tendances à augmenter. Tel le Cuivre, le Plomb et surtout le Zinc s'accumulent dans le niveau de passage du Domérien au Toarcien.

d) Nickel, (Zinc)

Dans un travail de 1973, repris et élargi en 1977, FAUCHERRE établit une relation entre les teneurs en Nickel et la biostasie/rhexistasie (ERHART, 1956). Selon l'auteur qui analyse des échantillons en provenance du bassin des Causses, des valeurs de Nickel apparentées à 4 ppm signaleraient des périodes de biostasie, tandis que les périodes rhexistasiques seraient caractérisées par des valeurs supérieures à 40 ppm. En partant d'analyses de l'Aalénien (Toarcien supérieur ?) des Causses, il en déduit que le complexe liasique des Causses est le produit d'une période froide dans le domaine de sédimentation. En examinant les tableaux géochimiques "A", "C" et "D", on se trouve face à des valeurs de Ni très souvent largement supérieures à 40 ppm et on serait, de ce fait, tenté de corroborer à la solution présentée par FAUCHERRE. Cependant, l'analyse des seuls sédiments montrant des influences d'une terre émergée proche, des échantillons en provenance des formations des Bondons et du Lempézou, montre des valeurs de Nickel très basses, généralement inférieures à 5 ppm. Ces sédiments de provenance locale indiquent donc une période biostasiée sur les Cévennes et confirment ainsi les résultats obtenus par l'analyse des argiles.

Selon FAUCHERRE, une relation existerait entre le rapport Zinc/Nickel et la couverture forestière du continent voisin, la relation étant plus élevée en période biostasique. Cette relation ne peut être vérifiée dans le Lias moyen et supérieur des Causses, les teneurs en Nickel excédant généralement aussi bien dans les séries bassinales que dans les formations de bordures les teneurs en Zinc, ce qui est opposé aux observations de FAUCHERRE, tirées de lacs actuels dans le Massif Central.

e) Sidérophiles (voir Compilations géochimiques)

Ainsi qu'il a été élaboré plus haut, les sidérophiles ne donnent pas les résultats espérés. D'une part, le groupement en deux facteurs différents (Tableaux "A", "B" : facteur 2 ; Tableaux "C", "D" : facteur 10) n'aide guère à la clarification des données. D'autre part, la présence massive de sidérophiles dans les sédiments du seuil du Languedoc doit être interprétée avec précaution (altération ancienne ou récente ?).

Toutefois, deux faits paraissent pouvoir être isolés :

- Les apports directs du seuil des Cévennes sont pauvres en sidérophiles, mais très riches en silice et alumophiles.
- Les niveaux à sédimentation lente au dehors des influences côtières (séquences terminales de la formation du Bourg, formation de la Combe-Albert (?), banc condensés du passage du Toarcien moyen au Toarcien supérieur) se distinguent par leur richesse en sidérophiles. C'est dans ces niveaux que l'on observe la formation authigène de glauconie. En général, les sidérophiles sont plus répandus dans les niveaux calcaires que dans les niveaux argileux.

E - EN GUISE DE CONCLUSION : APPORT DE LA GEOCHIMIE A L'IDENTIFICATION DES MILIEUX SEDIMENTAIRES ET DU REGIME CLIMATIQUE DU BASSIN DES CAUSSES.

Les analyses géochimiques ont permis de distinguer deux influences majeures dans le bassin argileux liasique des Causse. La première est constituée d'importantes masses marneuses à dominante illitique qu'on aurait tendance à dériver de grandes masses continentales à climats humides et tempérés et à sols podzoliques. La source de ces argiles semble être d'une part située sur le continent nord-américain, d'autre part sur la masse continentale russe et scandinave. Des apports illitiques importants ont été décrits du continent nord-américain dans le Jurassique moyen par DELFAUD et GAUTHIER (1975). Il est probable que ces mêmes apports aient joué dès le Lias.

Pourtant, ces argiles illitiques ainsi que le cortège argileux qui les accompagne ne donnent pas de renseignements sur les climats liasiques pour le bassin même. Pour cela, nous sommes restreints aux rares informations que nous livrent les dépôts proches de la côte des Cévennes, matérialisés aujourd'hui dans les formations du Lempézou et des Bondons. Ces informations peuvent être résumées ainsi :

- Apport de kaolinite, éventuellement associée à un peu d'illite, sous l'exclusion des smectites et de la chlorite.
- Apports massifs d'alumophiles. Présence d'oxydes et d'hydroxydes de fer. Des apports de silice colloïdale se manifestent dans la fréquence des silex.
- Présence de carbonates (formation des Bondons ainsi que les calcaires de Salles) et d'évaporites très localisés sur le seuil du Languedoc. De volumes peu impressionnants, leur présence même est cependant importante pour l'interprétation des paléoclimats.

Il faut également tenir compte des restes végétaux très importants (mégarestes, pollens et spores) qui abondent dans les sédiments bassinaux ou sur les marges (marnes jaunes à lignite par exemple). Selon N. PANTIC, qui a eu l'obligeance d'analyser quelques échantillons en provenance du

bassin des Causses, les flores indiqueraient des climats chauds et humides. L'humidité est documentée par la prédominance de spores de fougères indiquant un environnement paludéen en bordure côtière. Ces fougères sont présentes à travers toute la série étudiée, sauf dans le Domérien supérieur. C'est à cette époque qu'on constate la présence d'évaporites sur le seuil du Languedoc.

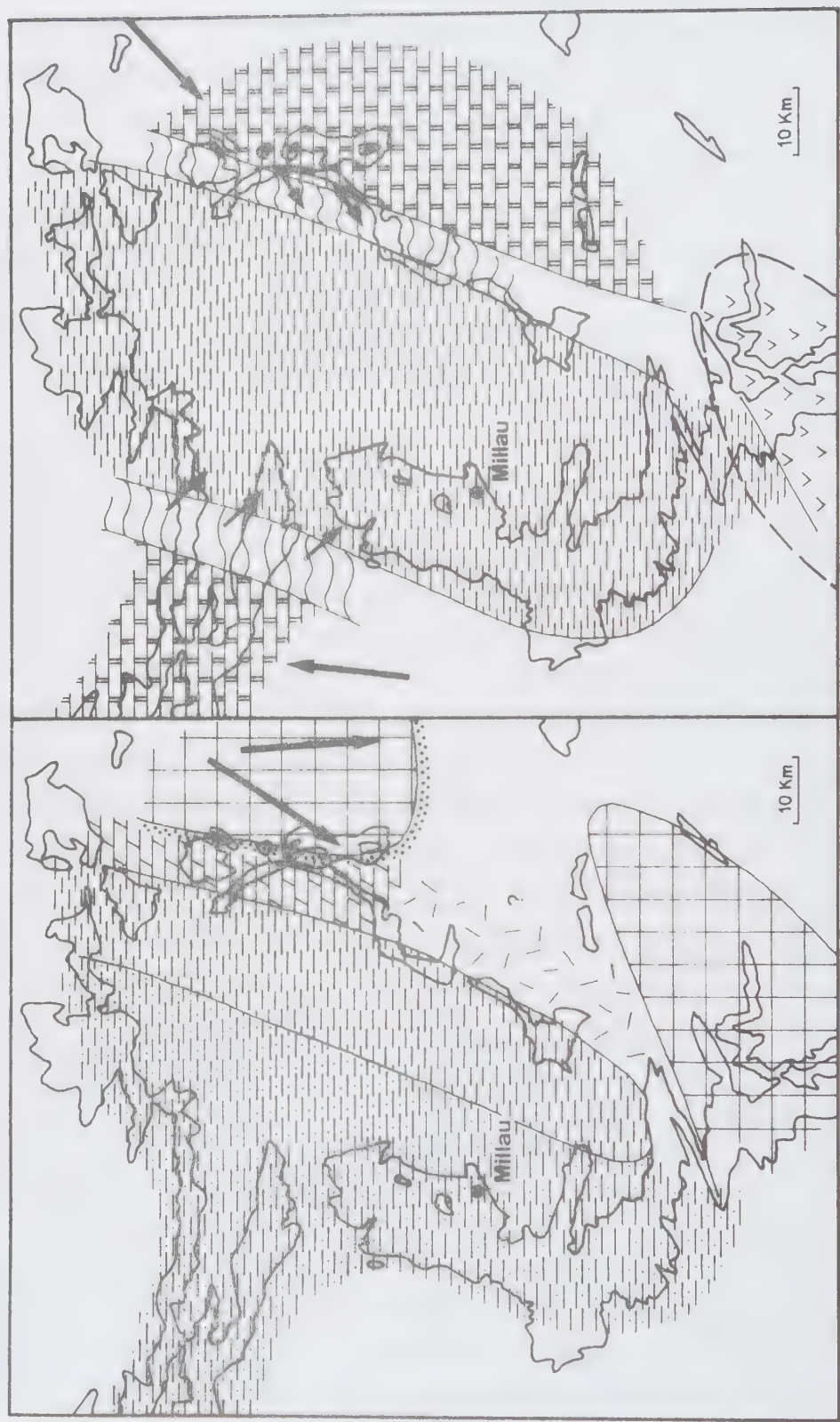
Les indices écologiques auraient donc tendance à indiquer un climat (sub-)tropical, avec des influences plus arides vers le passage du Domérien au Toarcien. La fréquence des restes végétaux associée à la rareté des dépôts détritiques aux volumes très peu importants (fig. 32) font preuve d'un régime biostasique sur les îlots émergés en bordure du bassin des Causses.

Ces données se trouvent confirmées par l'analyse géochimique. Kaolinite, alumophiles, sidérophiles et silice indiquent un régime plus ou moins tropical, à sols latérisants à gybbsite et oxydes de fer (BROWN et al., 1978). Récemment, GYGI (1981) associe les ooides ferrugineuses aux sols latérisants. Des résultats similaires ont été proposés lors de la description des ooides ferrugineuses domériennes et toarciennes. PARRON & NAHON (1980) démontrent l'altération de glauconie en gybbsite et kaolinite sous régime tropical. Le processus inverse (formation de glauconie et de chamosite à partir de kaolinite et d'oxydes/hydroxydes de fer et d'aluminium) est postulé dans le cas des ooides ferrugineuses "transgressives" des bordures du bassin des Causses.

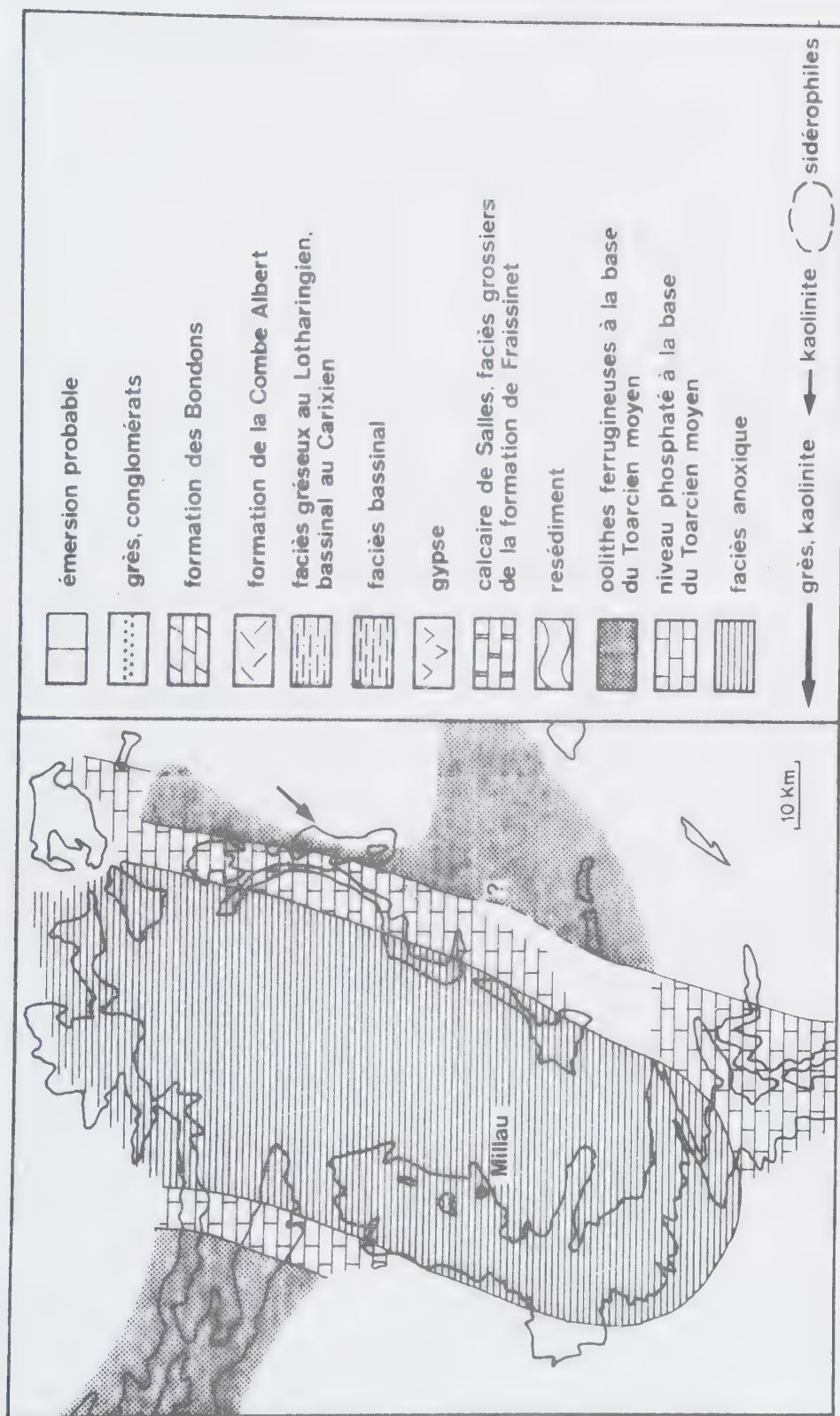
Après avoir démontré le régime tropical auquel était soumis le bassin des Causses au Lias moyen et supérieur, une question se pose : pourquoi les sédiments présents ne sont-ils pas carbonatés, mais presque entièrement marneux ? En effet, ainsi que le démontrent les résultats géochimiques, le régime climatique ne change pas entre le Lias et le Dogger (ni entre l'Hettangien/Sinemurien et le Lias moyen). Pourtant, entre les deux vastes plates-formes carbonatées du Lias inférieur et du Jurassique moyen vient s'intercaler un régime argileux qu'on pourrait associer à un climat tempéré. Dans certaines régions avoisinantes où la kaolinite manque dans le Lias supérieur, les changements de faciès et de contexte géochimique sont tellement brutaux que des changements climatiques ont en effet été évoqués entre les deux étages (bassin d'Aquitaine, DELFAUD & GAUTHIER, 1975).

Dans les conclusions générales, on va essayer de trouver une réponse à ce problème.

Fig. 32: Evolution des apports marginaux dans les Causses



a) Lotharingien sup. - Carixien b) Domérian sup.



SIXIEME PARTIE

CONCLUSIONS GENERALES

A - RESUME DES PRINCIPAUX RESULTATS

1 - Lotharingien supérieur/Carixien

a) Stratigraphie

Le contact entre le groupe de Rivière et son substratum composé de carbonates du Lias inférieur est toujours marqué par une discontinuité majeure. Cette discontinuité correspond à un changement dans l'alignement des faciès, passant d'Est-Ouest à plus ou moins Nord-Sud. Les faunes immédiatement superposées au hardground appartiennent à la zone à raricostatum. La transgression est localement légèrement plus tardive sur le seuil des Cévennes et surtout sur le seuil du Languedoc où le sous-étage n'est pas représenté au Sud de la faille de la Sorgue. Les faciès sont très différenciés dans l'épisode Carixien.

La formation du Lempézou n'affleure qu'en bordure des Cévennes. Elle est composée de trois séquences klupféliennes successives, formées de grès subarkosiques évoluant vers des conglomérats. Le ciment est dolomitique. La forme du corps sédimentaire ainsi que les structures sédimentaires traduisent le caractère de plage fossile de cette formation, bien que le triage des grains soit loin d'être parfait (DAVIS, 1978). Aux dernières séquences viennent s'associer d'importants pourcentages de débris de fossiles. Les clastiques grossiers ne se retrouvent en général pas dans les formations plus distales, indiquant des courants longitudinaux très importants.

La formation des Bondons est un des rares épisodes de plate-forme carbonatée observé dans le groupe de Rivière. Située entre la plage du Lempézou et le rebord du sillon cévenol, elle est influencée par des apports colloïdaux arrivant des Cévennes proches, sans pour autant être affectée par les dépôts grossiers. Elle se termine par un hardground daté de la fin du Carixien supérieur au Nord, du Carixien moyen au Sud des Cévennes, indiquant la submersion de cette terre progradant du Sud vers le Nord et de l'Ouest vers l'Est.

La formation de la Combe-Albert se trouve au Sud des Cévennes. Composée essentiellement de débris de crinoïdes, de dasycladacées et de foraminifères, elle semble avoir été accumulée sur le talus entre le bassin proprement dit et une hypothétique plate-forme peuplée de

crinoïdes et située entre les Cévennes émergées et le seuil du Languedoc. Des couches obliques progradantes, mais aussi des stratifications entrecroisées se trouvent dans les parties sommitales de la formation.

D'une façon générale, les formations en bordure des Cévennes sont caractérisées par une bathymétrie très peu profonde, allant des faciès tidaux à des faciès infratidaux, mais toujours soumis à l'action des vagues.

La formation du Bourg qui forme le faciès "pélagique", n'est cependant plus soumise à ce régime. Un membre inférieur, Lotharingien, n'est bien individualisé que dans le sillon cévenol longeant la plate-forme carbonatée des Bondons et le talus de la Combe-Albert. Il est essentiellement constitué de résédiments en provenance de la marge cévenole. Dans le membre supérieur, dit marnocalcaire, la sédimentation est plus uniforme et constituée d'alternances régulières de marnes et de marnocalcaires. Des phénomènes de condensation associés à la formation de glauconie et de phosphates affectent les termes terminaux du faciès.

Des émergences sont observées sur les Cévennes (plages) et sur le seuil du Languedoc (paléokarsts). La communication avec l'Aquitaine était pourtant libre, ainsi que le montre une sédimentation réduite mais apparemment complète dans le détroit de Rodez.

b) Structuration du milieu de dépôt

A la suite du rejeu normal d'un ancien décrochement tardi-hercynien en bordure des Cévennes, un affaissement du plan Ouest mène à la formation du bassin des Causses, matérialisé en un premier temps par le sillon cévenol, rapidement comblé par les résédiments du membre de Mende. A la suite de ce comblement, une sédimentation calme s'établit, peu dérangée par des accidents structuraux. Sur les marges, des paléokarsts orientés N-S et colmatés par des sédiments du Carixien sont la seule preuve directe d'une activité distensive probablement Carixienne.

Sur l'ensemble du bassin et surtout dans le détroit de Rodez, les structures E-W qui géraient la sédimentation au Lias inférieur restent actives en déterminant la répartition des épaisseurs. Cependant, les nouvelles structures subméridiennes sont responsables de l'orientation des faciès.

c) Microfaciès

Dans les faciès côtiers, l'analyse micrographique ne porte que peu d'informations que les études de terrain n'auraient pas permis d'obtenir préalablement. Cependant, les séquences marnes - marnocalcaires de la formation du Bourg s'avèrent être des alternances de mudstones à bioclasts rares et peu variés (calcaires) et de wackestones à entroques, dasycladacées, involutines et glauconie (marnes). Cet assemblage se retrouve en position sub-autochtone dans la formation de la Combe-Albert ; nous en déduisons que les interlits marneux correspondent à des dépôts de matériaux enlevés du talus sud-cévenol. Les épisodes calcaires traduisent un environnement relativement confiné à faune benthique rare.

Dans la formation de la Combe-Albert, on trouve des grainstones, parfois associés à des packstones. La formation des Bondons est à l'origine formée de mudstons calcaires, transis de cristaux de dolomie néoformée. Localement, elle passe à des sparites dolomitiques.

Les grès et conglomérats de la formation du Lempézou possèdent un ciment dolomitique.

d) Géochimie

Les termes du Lotharingien supérieur et du Carixien sont en général carbonatés. Sur les marges, la dolomie abonde sous l'influence d'apports d'eaux douces. De l'anhydrite a été constatée dans les séquences terminales de la formation du Bourg ; aucune trace d'évaporite n'a été décelée sur les marges. Dans la série bassinale, les minéraux argileux sont des illites bien cristallisées, associées à des chlorites et à des interstratifiés. La kaolinite fait défaut dans les séries bassinales. Sur les marges pourtant, les séries côtières contiennent partiellement ou exclusivement de la kaolinite, associée à des illites. Les minéraux détritiques en provenance de la marge cévenole ne livrent pas de chlorite.

Des soussalures importantes ont été constatées dans la formation des Bondons et dans la formation du Lempézou. Dans cette dernière, la présence de plomb détritique a pu être mise en évidence. Dans ces

séries détritiques les valeurs réduites en Ni indiquent un régime biostasique dans un climat (sub)-tropical, ceci contraste avec les valeurs élevées dans les séquences bassinales ; ce fait prouve que la grande masse des argiles est héritée de source lointaine et n'a aucun rapport avec les influences locales.

2 - Domérien

a) Stratigraphie

A partir du Domérien, la sédimentation devient plus uniforme. Dans le bassin, un régime marneux s'établit. C'est la formation de Villeneuve composée d'un membre inférieur plus argileux, les marnes de Villeneuve, et d'un membre plus calcaire, les Couches Blanches. Les marnes de Villeneuve sont assez homogènes sur l'ensemble du bassin. Là où les dépôts carixiens manquent (sur le seuil du Languedoc au Sud de la faille de la Sorgue), une oolithe ferrugineuse, l'oolithe du Guilhomard, transgresse sur les calcaires "Sinémuriens".

Les marnes de Villeneuve sont des mudstones à rares intercalations de wackestones, avec peu de faunes benthiques et peu de resédiments comparé à la formation précédente.

Les Couches Blanches sont par contre caractérisées par leur richesse en faunes benthiques ainsi que par la fréquence des épisodes resédimentés. Le quartz détritique ainsi que les carbonates se trouvent accumulés dans ce membre.

En approchant le seuil passif du Languedoc, les Couches Blanches se développent en mudstones à phosphate blanche (remplacement), tandis que dans le bassin, la phosphate était représentée par des nodules noirs.

En progressant vers la marge rouergate, les Couches Blanches passent à travers une zone de packstones slumpés à des grainstones à haute énergie, les calcaires de Salles.

Sur la bordure cévenole, le régime marneux ne réussit pas à s'établir. Des calcaires spiculitiques à fréquentes traces de resédimentation (slumping) forment la formation de Fraissinet. Plus proche des môles émergés, ce même rythme est formé de calcaires glauconitiques

hautement condensés, à grains de quartz et de dolomie remaniée. Des véritables formations gréseuses, comparables à la formation du Lempézou, ne se retrouvent que du côté Est des Cévennes, près de Cézas.

A partir du Domérien, l'inondation des Cévennes s'effectue successivement par le Sud (seuil du Languedoc), ainsi que par le domaine sud-cévenol. Les séries lozériennes demeurent côtières, tandis que le seuil du Rouergue est largement inondé. C'est à cette époque que commence à fonctionner la communication avec le bassin de Paris.

b) Structuration du milieu de dépôt

Le contexte structural établi à la fin du Carixien, se poursuit dans le Domérien. Les failles E-W, qui avaient encore contribué à la distribution des faciès carixiens, ont cessé leur activité. L'élément N 50 E formé par le seuil du Languedoc, hérité de la période tardihercynienne, est successivement démantelé par un système de failles N-S et incorporé au domaine de sédimentation.

Au Domérien supérieur, une brusque intensification de l'activité tectonique mène au soulèvement des marges, associé à un abaissement relatif du bassin, qui se trouve isolé de ses apports détritiques. Cette phase peut être en relation avec une phase compressive surimposée à un contexte généralement en extension.

c) Microfaciès

Les faciès bassinaux de la formation de Villeneuve sont avant tout constitués de mudstones et de wackestones à faibles pourcentages de grains bioclastiques. Les clasts sont en général transportés dans le bassin par des courants ; le benthos autochtone est rare dans les marnes de Villeneuve. Dans certains termes, les marnes se sont avérées pratiquement stériles ; dans ces niveaux, la préservation de terriers géants de type Tisoa a été possible.

Dans les Couches Blanches, le benthos est plus riche ; les épisodes calcaires sont des wacke- à packstones glauconitiques à entroques. La formation de nodules noirs phosphatés est associée à la phosphorite blanche de remplacement.

Vers le Sud, les Couches Blanches évoluent vers des mudstones à phosphates de remplacement, puis vers une brèche à éléments phosphatés et calcaires dans un ciment gypseux.

Vers l'Ouest, les Couches Blanches passent à des wacke- et des packstones et finalement à des grainstones à haute énergie dans la région de Salles-la-Source.

La formation de Fraissinet s'est formée sur la bordure de l'étroit shelf qui ceinture l'île cévenole. Elle se compose de mud- à wackestones spiculitiques, se terminant par des packstones hautement condensés. Plus à l'intérieur du domaine cévenol, cette formation passe à des pack- puis à des grainstones fortement réduits et montrant un pourcentage significatif de composants détritiques.

d) Géochimie

Dès le début du Domérien, la kaolinite bassinale pénètre dans le bassin, soit par le seuil du Languedoc, soit par l'hypothétique passage entre bassin de Paris et Causses. Elle se trouve associée en relation fixe à de la chlorite ; ces minéraux sont toujours associés à des illites cristallisées. Sur les marges, les influences kaolinitiques sont moins évidentes qu'au Carixien.

Les taux de kaolinite/chlorite varient selon le degré d'ouverture du bassin ; au Domérien supérieur, quand le bassin se trouve presque isolé des provinces alpines et parisiennes, les pourcentages de ces minéraux retombent presque à zéro.

Au Domérien supérieur, les carbonates sont insignifiants dans le bassin mais deviennent prédominants sur les marges. Les évaporites se matérialisent sous forme de gypse sur le seuil du Languedoc ; une certaine aridité du climat au passage Domérien - Toarcien est en outre mise en évidence par l'analyse palynologique.

Peu de particularités sont à rapporter sur le plan des éléments-traces : le cortège correspond à la phase héritée sur les argiles de provenances lointaines. Les apports locaux constatés dans le sous-étage précédant ne se mettent plus en évidence dans le Domérien. Seules les très hautes

valeurs du bore sur le seuil du Languedoc, associées au gypse, témoignent de l'évaporation intense à laquelle était soumise cette région.

3 - Toarcien inférieur

a) Stratigraphie

Dans tout le domaine étudié, un hiatus existe entre le "Domérien" et le "Toarcien inférieur". Cette lacune englobe presque toujours une grande partie de la zone à tenuicostatum. Certaines observations semblent suggérer que la base de cette zone soit incorporée dans le faciès marneux des Couches Blanches. L'origine de la lacune est due à une interruption des apports détritiques, amorcée dès le Domérien supérieur.

Le Toarcien inférieur est représenté dans la presque totalité de la région analysée par la formation des Schistes Carton. Sur le seuil du Languedoc, elle comble localement un paléorelief, en transgressant directement sur les calcaires "Sinémuriens". Sur les bordures du Rouergue et des Cévennes, un faciès analogue à faunes benthiques et borings se développe. Dans le bassin proprement dit, les preuves de bioturbation n'existent pas ; les séries sont uniformément anoxiques, en montrant pourtant dans un niveau bien précis des signes de courants assez violents.

Des marnes jaunes azoïques, colmatant un paléokarst du Domérien supérieur et surmontées d'oolithes ferrugineuses de la base du Toarcien moyen sont également attribuées au Toarcien inférieur.

Les séries euxyniques du Toarcien inférieur se déposent dans un sillon étroit, élongé N-S, communiquant avec les mers alpines par le seuil du Languedoc et éventuellement avec le bassin de Paris. A la suite des événements tectoniques de la fin du Domérien, les communications avec l'Aquitaine sont interrompues. De même, les Cévennes demeurent émergées.

b) Structuration du milieu de dépôt

L'activité tectonique dans le Toarcien inférieur est réduite à un minimum. Des rares et insignifiants résédiments ont été trouvés sur la bordure Ouest du bassin. Le centre de subsidence s'est transféré du sillon cévenol vers l'Ouest et se trouve maintenant dans la région de Rivière et de Sainte-Eulalie.

Les directions N 50 E, en relation avec l'ancien seuil du Languedoc, qui avaient encore été constatées dans le Domérien, ont définitivement disparues en faveur des directions "liasiques" N-S à N 30 E.

c) Microfaciès

Les microfaciès dominants dans les Schistes Carton sont les mudstones silteux. Dans les termes inférieurs, ces mudstones azoïques alternent avec des lamines microsparitiques calcaires, dans lesquelles les schizosphères et les coccolithes abondent. Cette varvation nette disparaît dans les termes supérieurs, où les niveaux sparitiques sont accumulés dans des agglomérats pellitiques (coprolithes ?). Dans des niveaux noduleux, des wackestones granoclassés à faunes benthiques témoignent de certains apports latéraux dans le bassin.

Les Schistes Carton réduits que l'on trouve sur les marges rouergates et cévenoles sont en général des wackestones à entroques, témoignant de la présence de faunes benthiques sur les marges.

d) Géochimie

Les termes basaux de la formation des Schistes Carton sont extrêmement carbonatés. Si la calcite est le minéral prédominant, la dolomie n'en est pas pour autant absente. Les termes supérieurs, plus riches en matière organique, sont moins calcaires.

Le cortège des minéraux argileux correspond à celui du Domérien moyen. Le déclin en kaolinite/chlorite constaté dans le sommet du Domérien est compensé dès la base de la formation. Ceci est lié à l'ouverture du seuil languedocien.

Cependant, les illites, cristallisées au Lias moyen, se trouvent dès le Toarcien sous forme d'illites ouvertes associées à des taux importants d'interstratifiés. La période de non-déposition entre les Couches Blanches et les Schistes Carton a donc provoqué la diagénétisation du cortège argileux.

Les enrichissements en Cuivre et Molybdène démontrent, s'il en était besoin, le caractère sapropélique du sédiment. Par contre, les

Schistes Carton échantillonnés sur la marge cévenole ne montrent pas cet enrichissement. La présence de faunes benthiques dans ces termes ne peut donc guère surprendre.

Des influences directes d'un détritisme local ne peuvent être constatées dans le Toarcien inférieur. Cependant, des enrichissements en Uranium et Vanadium, tels qu'ils ont été signalés ailleurs dans des séries analogues et qui indiqueraient un éloignement du bassin de sédimentation des influences terrigènes, ne se constatent pas plus, ces éléments étant masqués par des apports locaux dispersés.

4 - Toarcien moyen (et supérieur)

a) Stratigraphie

Sur les marges rouergates et cévenoles préalablement délaissées, le Toarcien moyen (la formation de Fontaneilles) transgresse par l'intermédiaire d'une oolithe ferrugineuse, l'oolithe d'Aurières. La communication avec l'Aquitaine étant rétablie, le caractère anoxique du sédiment touche à sa fin. Dans le centre du bassin, les couches en échelons évoquent des alternances de marnes normales avec des marnes schisteuses de type Schistes Carton.

De fortes condensations affectent les premiers niveaux succédant à l'oolithe transgressive ; elles se matérialisent sur les Cévennes ainsi que sur le seuil du Languedoc dans un niveau phosphaté à stromatolithes, le niveau de Murène.

Dans la partie centrale du bassin, les marnes inférieures de Fontaneilles sont formées d'alternances de marnes claires, calcaires, et de niveaux plus sombres, plus argileux. Ces alternances se poursuivent sur de très grandes distances, indiquant un environnement extrêmement calme. Au-dessus d'un épisode calcaire, au passage du Toarcien moyen au Toarcien supérieur, les mêmes séquences se poursuivent avant de passer aux masses homogènes de marnes noires correspondant au comblement progressif du bassin des Causses et au passage aux faciès carbonatés caractérisant le Jurassique moyen de la région.

Les éléments cristallins émergés, soulignés par des faciès gréseux qui abondaient au Carixien et étaient fréquents au Domérien, se cantonnent au Toarcien moyen et supérieur à un petit îlot autour du Mont Lozère.

D'autres hauts points importants au Lias moyen, tel le seuil du Rouergue, le seuil du Languedoc ainsi que le "dôme" de Gornières, se trouvent par contre incorporés au faciès "pélagique" dès la base de la zone à aalensis.

b) Structuration du milieu de dépôt

Après l'élimination des influences E-W dès le Domérien et l'extinction de l'élément N 50 E que constituait le seuil du Languedoc à partir du Toarcien inférieur, la tectonique synsédimentaire dépendante du système N-S a également tendance à s'estomper. Certains blocs montrent toujours des différences de subsidence, mais cette dernière est toujours comblée par la sédimentation ; les résédiments et les variations de faciès sont rares. La fracturation détaillée du bassin au Lias moyen fait place à une tectonique plus généreuse, toujours orientée N-S, et à la formation du haut-fond occitan, zone haute située entre la Mésogée et un bassin Aquitain - (Atlantique) naissant.

c) Microfaciès

Les faciès de la formation de Fontaneilles sont essentiellement constitués de mudstones et de wackestones à faibles pourcentages de grains. Si l'aspect peut ressembler à celui des marnes de Villeneuve à l'affleurement, l'analyse micrographique permet de révéler certaines différences. Les séries Domériennes sont en effet souvent pauvres en benthos, parmi lequel les ostracodes dominent ; les éléments biologiques déterminants sont toutefois les spicules d'éponges. Dans la formation de Fontaneilles, ces dernières sont rares, alors que les foraminifères et les mollusques deviennent de plus en plus fréquents. Ceci traduit des conditions de vie plus favorables au Toarcien moyen qu'au Domérien inférieur.

Le sommet de la formation de Fontaneilles devient à nouveau pauvre en benthos. Ceci est probablement en relation avec le taux de sédimentation très élevé qui affecte les zones à pseudoradiosa et à aalensis.

d) Géochimie

Cette période ne montre que peu de particularités géochimiques. Le cortège argileux correspond à celui des Schistes Carton.

La série est pauvre en carbonates, parmi lesquels la dolomie apparaît exclusivement dans des niveaux à altération jaune des marnes supérieures de Fontaneilles.

Les sidérophiles sont enrichis dans les bancs condensés du passage Toarcien moyen - Toarcien supérieur, et dans les niveaux à stromatolithes phosphatés (niveau de Murène), des sursalures ont pu être mises en évidence.

B - CONSIDERATIONS GENERALES

1 - Les paramètres définissant les faciès

a) Le rôle du climat

Nous devons à GOY (1979) une compilation récente des indications climatiques au Jurassique. Les auteurs sont en général d'accord pour attribuer un climat chaud, probablement tropical, au Lias moyen et supérieur. Des apports importants d'eaux douces sont également supposées par les auteurs, bien qu'une évaporation intense soit également évoquée.

Les résultats obtenus dans le cadre de ce travail ne font que corroborer les résultats antérieurs. Les analyses géochimiques ont permis de mettre en évidence le climat tropical régnant sur les Cévennes. Sur le seuil du Languedoc, éloigné des apports d'eaux douces, l'évaporation intense se manifeste avec la formation de gypse ou même d'anhydrite. Les influences fluviales sont par contre personnalisées par des eaux saumâtres en bordure des Cévennes (Lempézou, Bondons).

Cependant, le climat ne se manifeste guère dans les importantes séries argileuses qui constituent le gros des sédiments étudiés. D'autres facteurs doivent donc être cherchés pour expliquer ce type de sédiments.

b) Les courants océaniques

Les courants, largement dépendants des conditions climatiques, constituent un des facteurs les plus importants pour la disposition des faciès. Pendant la période en question, l'Europe fut soumise à un régime de vents alizés (voir GOY, 1979). Ces vents provoquent aujourd'hui en Mer Rouge des variations saisonnières importantes : certaines similitudes avec les bassins liasiques semblent évidentes, bien que les dimensions et le contexte climatique et géodynamique ne se prêtent guère à une comparaison entre la Mer Rouge et les bassins à sédimentation anoxique du Lias supérieur. La principale similitude consiste en la présence d'un seuil passif, gérant l'influx d'eau à salinité normale dans un bassin élongé délimité par un système de failles actives. Le seuil du Languedoc prendrait ainsi la place du Bab el Mandeb, la Mésogée remplaçant l'Océan Indien. Plusieurs facteurs contribuent pourtant au fait que la Mer Rouge ne

puisse faire figure de modèle actuel pour les bassins à Schistes Carton. Les plus importants sont l'absence des carbonates (à de rares exceptions près) dans les bassins liasiques, et l'absence d'apports importants d'eau douce en Mer Rouge.

Les courants actifs dans le Bassin des Causses sont tous orientés N-S. Des long-shore-currents importants ont été mis en évidence longeant le seuil des Cévennes. Cependant, l'orientation stricte des bélemnites dans la plus grande partie du bassin témoigne de l'existence de courants de fond. Pendant le Toarcien inférieur, ces courants existaient apparemment temporairement sans qu'il y ait eu cependant des mélanges entre les courants de fond et les courants de surface.

Les courants étaient froids, ainsi qu'en témoigne l'absence totale de carbonates sur le seuil du Languedoc, balayé par les masses d'eaux pénétrant du Bas Languedoc dans le bassin des Causses. Sur le seuil du Rouergue, plus protégé de ces courants, des faciès calcaires se développent. Le même phénomène s'observe sur le seuil sud-cévenol, également situé à l'abri de l'action directe des courants Nord-Sud, où abondent les prairies de crinoïdes (voir fig. 30). Pendant de larges parties du Domérien et du Toarcien, ces courants ont également empêché toute sédimentation autre que les croûtes ferrugineuses ou phosphatées sur le seuil du Languedoc. Ceci n'implique d'ailleurs pas que le seuil se soit trouvé pendant tout ce temps sous une tranche d'eau très faible. MALFAIT & VAN ANDEL (1980) montrent l'action érosive des courants sur la Carnegie Ridge au large de l'Equador à des profondeurs de près de 3000 mètres.

Les courants sont responsables du transport des masses argileuses déposées dans les bassins liasiques, qui proviennent des continents russes ou nord-américains. Associés à un contexte orogénique particulier, ils sont les principaux responsables de la distribution des faciès dans le bassin des Causses.

c) Bathymétrie

Il est difficile d'établir une bathymétrie absolue. Les estimations des différents auteurs varient largement. GUEx (1972) parle d'une tranche d'eau de 50-100 m, tandis que MATTEI (1961) et successivement NORMAND

et RICHER situent les dépôts marneux dans un milieu de mangroves. GOY (1979) a compilé les données valables pour les Schistes Carton du bassin de Paris. Ces estimations varient entre 15-30 m (HALLAM, 1967) et une centaine de mètres. Des profondeurs bien plus considérables ont été avancées par MUELLER & BLASCHKE (1969 b) pour le "Posidonien-Schiefer" de Basse-Saxe ; ils comparent les Schistes Carton aux dépôts actuels en Mer Noire.

Certains dépôts côtiers du bassin des Causses peuvent être attribués à des profondeurs bien précises. Les grès et conglomérats de la formation du Lempézou proviennent sans doute du domaine intertidal. L'influence des marées se manifeste également dans les séquences terminales de la formation de la Combe-Albert. Les dasycladacées et les involutines qui abondent dans cette formation la situent dans le domaine photique, alors que le faciès de grainstone indique une haute énergie que l'on retrouve également dans les calcaires de Salles.

Les faciès marneux et anoxiques sont par contre bien plus difficiles à caractériser. De toute évidence, ils ne représentent pas une profondeur unique ; les assises marneuses du seuil du Languedoc sont assurément déposées sous une tranche d'eau moins profonde que celles du sillon cévenol. Pourtant :

- tous les dépôts marneux se situent au-dessous de l'action de la houle,
- Vraisemblablement ils se trouvent plus bas que la zone photique, ainsi que le laisse supposer l'absence de grands foraminifères et de dasycladacées. Cependant, cette zone photique était probablement assez mince vu le caractère argileux du sédiment.
- La fréquence de nannoflores laisse pressentir une tranche d'eau importante non affectée par la turbidité des sédiments bassinaux ; les eaux superficielles semblent avoir été claires.
- L'alignement strict des faciès longeant le seuil cévenol fait admettre la présence d'un talus important entre les faciès de plate-forme (formation des Bondons) et celle du bassin.

Toutes ces indications semblent prouver que le milieu de mangroves suggéré par MATTEI ne peut guère être retenu comme possibilité. De

même, les grandes profondeurs évoquées par MUELLER & BLASCHKE ne s'accordent pas avec la géométrie du bassin et avec la rareté des résédiments entre plate-forme et bassin.

En conclusion, les profondeurs des séquences "pélagiques" semblent varier entre une cinquantaine de mètres (sur le seuil du Languedoc) et environ 200 mètres dans le sillon cévenol. Les plus grandes profondeurs absolues se situent vraisemblablement entre le Domérien et le Toarcien supérieur (zone à insigne). A partir de la zone à pseudoradiosa, un lent comblement du bassin s'amorce, menant à l'isolement du bassin des Causses de ses apports détritiques "nordiques" et finalement à un changement radical du contexte paléogéographique. L'interruption des courants froids permet l'installation du "haut-fond Occitan" caractérisé par des sédiments carbonatés de plate-forme interne dans le domaine de l'ancien bassin des Causses.

d) Le contexte orogénique

Le critère le plus important régissant la distribution des faciès semble pourtant avoir été le contexte de tectonique en distension auquel était soumis le bassin des Causses dès le Lotharingien terminal. Le changement évident des directions extensives est responsable pour plusieurs facteurs affectant l'interlude marneux entre les plates-formes carbonatées du Lias inférieur et du Jurassique moyen :

- un approfondissement du domaine sédimentaire.
- Une diversification des faciès.
- La pénétration de courants froids amenant des argiles d'origine lointaine dans le bassin des Causses. Ces mêmes argiles caractérisent les faciès liasiques dans le bassin de Paris et dans la Mer du Nord (VAN STAALDUINEN et al., 1979) dès l'Hettan-gien. Si les premiers apports Carixiens pénètrent par le seuil du Rouergue, les apports les plus importants introduisant la kaolinite peuvent s'effectuer soit par le seuil du Languedoc, soit par la plate-forme sud-cévenole. Cependant, il semble qu'une communication ait existé entre le bassin de Paris et le bassin des Causses. En effet, aucun apport terrigène évoquant

la bordure cévenole, la bordure ardéchoise ou le seuil du Poitou ne témoigne d'une éventuelle terre émergée au Nord du bassin des Causses ; les lignes de clôture dans les cartes d'isopaques de MICHARD & COUMOUL (1978) semblent hypothétiques dans la région de Mende.

La présence de long-shore-currents importants, l'absence de carbonates ou d'évaporites bassinaux dans un climat subtropical ainsi que l'absence de phénomènes de comblement avant le Toarcien terminal s'accordent bien mieux avec un bassin élongé, séparé des larges bassins dauphinois et parisien, au Nord et au Sud, par des hauts-fonds submergés qu'avec une gouttière ou un golfe caussenard dépendant uniquement du Bas Languedoc.

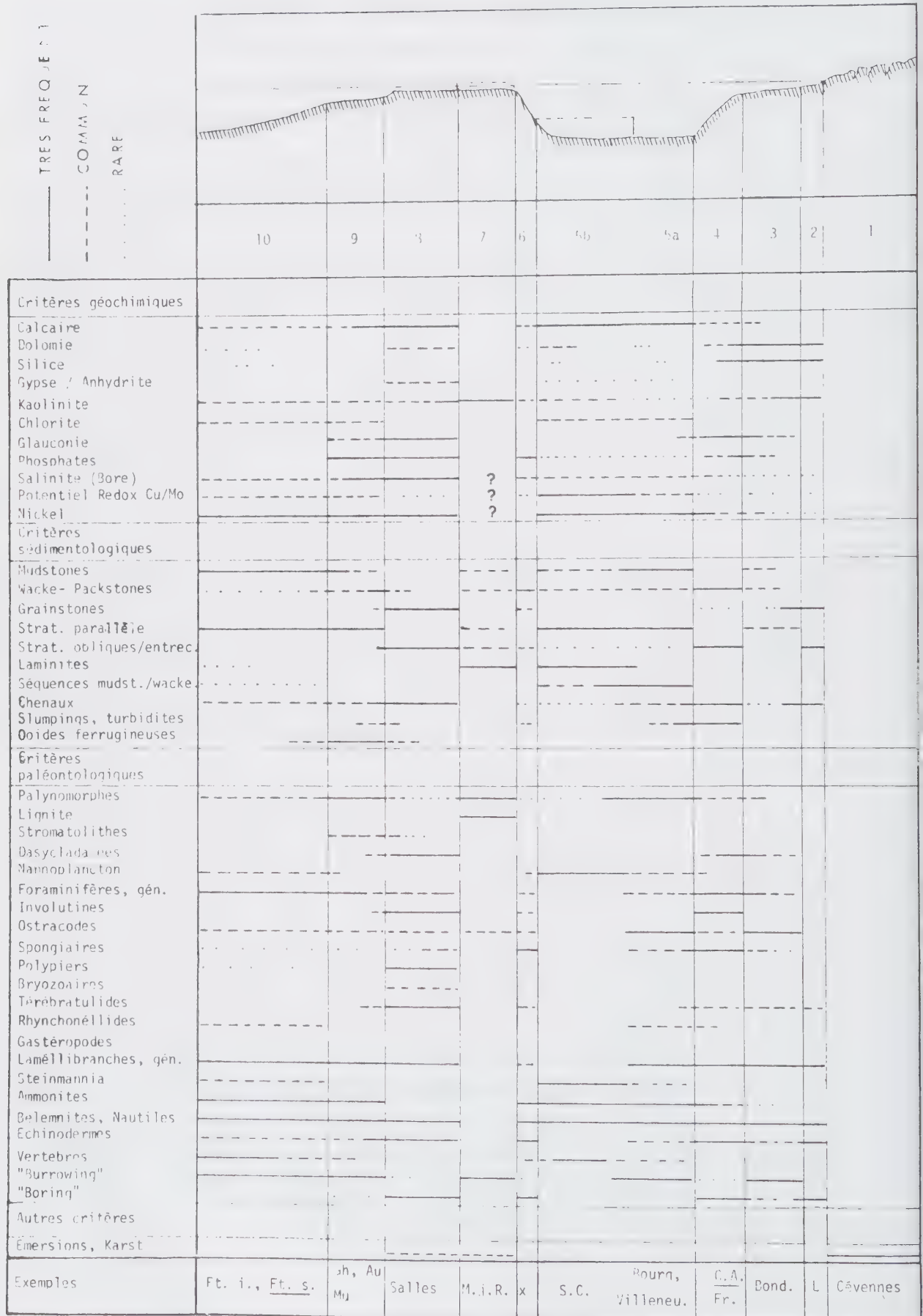
Les reconstitutions paléogéographiques de GOY (1979) mettent en évidence un haut-fond dans la région du Morvan ; cependant, mis à part les abords immédiats du Morvan même, aucun témoin de terre émergée n'existe dans cette région au Lias.

L'inondation du Massif Central en grande partie semble se confirmer au Jurassique moyen où les apports terrigènes grossiers font défaut (DELFAUD & GAUTHIER, 1975 ; J. BOUROULLEC et al., 1975) ; pourtant ces mêmes dépôts existent là où des terres émergées existaient réellement, notamment en Ardèche (ELMI, 1967). Au Dogger un parallélisme des faciès au Nord et au Sud du Massif Central peut être constaté (DELFAUD, communication personnelle).

Toutes ces indications nous mènent à penser que le Massif Central était inondé dès le début du Domérien, à part l'axe Cévennes-Morvan qui livre des apports grossiers jusqu'au Callovien.

- Une tectonique synsédimentaire active est responsable de la persistance des lignes de côtes et des marges d'un shelf étroit et peu subsident ; aucun phénomène de progradation ou de comblement ne peut être discerné dans la série étudiée. Les séquences régressives "klupféliennes" constatées sur les bordures au Domérien supérieur ne correspondent pas à une régression généralisée, mais à un soulèvement des marges accompagné d'un abaissement du bassin. Cette configuration peut s'expliquer soit uniquement par des mouvements distensifs, soit par une phase compressive dans un contexte généralement distensif.

Fig. 33/Tabl. 4 : Répartition des critères diagnostiqués sur les microfaci



2 - Le modèle

Dans la figure 32, nous avons essayé de reconstituer le modèle sédimentologique du bassin des Causses.

Légende des fig. 33/Tableau 4

- Fig. 33 -

- 1) Terre émergée, karstifications
- 2) Plage
- 3) Plate-forme carbonatée
- 4) Talus à accumulation sédimentaire : resédiments
- 5) Bassin interne (le terme n'ayant rien à voir avec les "inner basins" des island arcs, mais signalant simplement un bassin séparé de la mer ouverte par un haut-fond)
 - 5 a) sans halokline
 - 5 b) avec halokline
- 6) Talus sans accumulation sédimentaire (par ex. plan de faille)
- 7) Milieu palustre, "mangrovien"
- 8) Haut-fond sous-marin à haute énergie
- 9) Haut-fond sous-marin à basse énergie
- 10) Bassin externe

- Tableau 4 -

L.	formation du Lempézou
Bond	formation des Bondons
C.A.	formation de la Combe-Albert
Fr	formation de Fraissinet
Villeneu	formation de Villeneuve
S.C.	formation des Schistes Carton
x	talus lozériens
M.j.R	Marnes jaunes du seuil du Rouergue
Gh	Oolite du Guilhomard
Au	Oolite d'Aurières
Mu	Niveau de Murène
Ft.i./s.	Marnes de Fontaneilles inférieures/supérieures

- Commentaires sur les domaines sédimentaires (1-10) -

1) Terre émergée

Le seul caractère certain est la karstification de type Causse Bergognon. Des hardgrounds rubéfiés ne constituent pas un critère de diagnostic certain.

2) Plage

Représentée par des grès à grains grossissant vers le haut (coarsening upwards cycles), ces faciès sont caractérisés par des stratifications entrecroisées et obliques. Des débris de fossiles (échinodermes, lamellibranches, térébratules, bélemnites) sont souvent silicifiés.

3) Shelf

Plate-forme carbonatée sous l'influence d'apports locaux. L'association faunique correspond à celle de la plage, mais les faunes ne sont pas cassées. Les borings sont remplacés par des burrowings.

4) Talus à faible pente

C'est ici que s'accumulent les débris de dasycladacées et d'échinodermes. Des grains isolés sont emportés dans le bassin, sans que des glissements de masses jouent un rôle important. Structures de haute énergie (grainstones, cross-bedding).

5) Bassin interne

Faciès "pélagique" (mudstones, wackestones souvent resédimentés) à faune benthonique rare. Domaine sédimentaire mal oxygéné (5a) ou anoxique (5b), selon le degré d'ouverture du bassin.

6) Talus à forte pente

Talus nu ou à dépôts sédimentaires instables ; glissements de masses, slumping, turbidites (rares, absence de cañons sous-marins !).

7) Supratidal ou lacustre

Haut-Fond partiellement émergé, développement de sédiments palustres ; lignite.

8) Haut-fond inondé

Faciès à haute énergie, échinodermes, polypiers, dasycladacées.
Boring plus fréquent que burrowing.

9) Haut-fond inondé à basse énergie

Mudstones à phosphate, sursalures et évaporites. Oolithes ferrugineuses. Faune pélagique prédominante. Burrowing (et boring).

10) Bassin externe

Faciès "pélagique" à faune benthique fréquente et diversifiée.
Influences des marges nulles ou très restreintes.

3 - Le problème des Schistes Carton

Ainsi qu'il a été précisé dans les introductions, la problématique des Schistes Carton constituait le noyau central de ce travail ; ceci impose quelques petites remarques à son sujet.

Les analyses effectuées ont permis de mettre en relief un certain nombre de faits :

- Stratigraphie et sédimentologie, géologie structurale

La sédimentation euxynique s'établit après l'exhaussement des marges rouergate et (sud-)cévenole ; en plusieurs points, l'émersion de ces marges a pu être mise en évidence. Par contre, le Toarcien inférieur transgresse sur le seuil languedocien qui clôturé le bassin vers le Sud. Ces procès sont en relation avec des mouvements tectoniques E-W (extension ou compression).

La sédimentation euxynique est anéantie avec la transgression sur les marges ; à peine la circulation des eaux entre Causses et Aquitaine/Dauphiné est-elle rétablie que le milieu de sédimentation est à nouveau oxygéné.

Sur les bords du domaine sédimentaire, des calcaires à faunes benthiques (échinodermes, inocérames, Astarte, autres lamellibranches, diverses catégories de borings) se trouvent en épaisseurs faibles ; dans le bassin proprement dit, le benthos manque. Les Steinmannia, présentes dans l'ensemble du bassin, semblent avoir eu ici une mode de vie pseudo-

planctonique, différent de ce que KAUFFMANN (1978) admet pour les *Steinmannia* de Souabe. En effet, les *Steinmannia* des Causses ne se trouvent pas associées au moindre foraminifère ou ostracode, et il semble difficile à concevoir un lamellibranche abondant dans des conditions où la microfaune et les fousseurs font rigoureusement défaut.

- Géochimie

Le cortège argileux des formations anoxiques ne diffère point de celui des marnes sous et sus-jacentes. Par contre, les carbonates, formés essentiellement de nannoflores, sont beaucoup plus fréquents. Comme il a été démontré que les argiles du Lias des Causses avaient une source lointaine, les faits décrits s'associent à une pénurie en apports détritiques.

Les enrichissements en Molybdène et en Cuivre dans toute la série soulignent le caractère sapropélique du sédiment. Sur les bordures à faunes benthiques, ces enrichissements ne sont pas constatés.

Les valeurs en Bore restent normales dans le bassin ; sur le seuil du Languedoc, seules des salinités élevées sont constatées.

La conclusion que nous tirons de ces faits est que le principal "coupable" pour la formation des schistes bitumineux tardiliassique est l'évènement tectonique survenu vers la fin du Domérien, séparant le bassin des Causses des mers environnantes. Cette séparation est intervenue dans le régime déjà très critique des marnes domériennes. Il a été souligné par plusieurs auteurs (entre autres MORRIS, 1979) que les variations d'environnement ne devaient probablement guère être importantes pour faire basculer le type de sédiment de marnes à des schistes bitumineux.

L'importance de "l'évènement Domérien-Toarcien", évènement tectonique, a été soulignée par MONTANARI & CRESPI (1974) sur la bordure méridionale de la Mésogée, ce qui souligne l'importance du sujet pour la paléogéographie mésogéenne entière. On essaiera d'étayer un peu plus cet évènement dans l'analyse géodynamique.

Le modèle peut également s'accorder aux autres bassins à Schistes Carton, qui sont plus ou moins entourés de marges actives au Lias terminal, par exemple le bassin de Paris, le bassin Souabe (les affleurements liassiques

du Jura Argovien montrent de remarquables similitudes avec notre seuil du Languedoc), le Yorkshire et les bassins adjacents de la Mer du Nord à morphologie très découpée au Lias. Il permet d'expliquer pourquoi le faciès des "Schistes Carton" se développe dans des bassins bien éloignés du domaine nord-ouest-européen, tels les klippes penniques du Moléson et du Stanserhorn en Suisse qui auraient quelques difficultés à être incorporés dans une solution "climatique" du problème.

Par acquis de conscience, on soulignera pourtant que quelques analyses palynologiques sur échantillonnage insuffisant ont indiqué une certaine "aridisation" du climat au Domérien supérieur par rapport aux termes inférieurs et surtout au Toarcien moyen/supérieur. Cette possible aridisation serait soulignée par les gypses du Pas de l'Escalette. Il est donc possible que le facteur climatique ait contribué à la destabilisation du régime critique marneux, venant ainsi en aide à "l'évènement Domérien-Toarcien" tectonique.

C - LE LIAS MOYEN ET SUPERIEUR DES GRANDS CAUSSES : CONTEXTE GEODYNAMIQUE

I - Les régions voisines

a) Comparaisons

Vers l'Ouest :

En Aquitaine, un véritable bassin n'est pas développé au Lias moyen. Au-dessus d'un Lias inférieur carbonaté comparable à celui des Causses mais englobant un volcanisme basique s'établit à partir du Lotharingien terminal un régime à prédominance marneuse à ammonites. Au-dessus des calcaires condensés et phosphatés du Carixien, des marnes illitiques sans kaolinite se développent. Une communication avec le bassin de Paris est établie par le seuil du Poitou où les sédiments sont grossièrement détritiques. En Quercy, le Domérien supérieur est représenté par des grainstones et des ooides ferrugineuses évoquant les calcaires de Salles ; le Toarcien inférieur est absent. Toute la série est fortement réduite, comparable à celle du seuil du Rouergue. Une série similaire se trouve dans les Pyrénées Orientales (DUBAR, 1925) ainsi que dans les régions de Gerona et de Teruel au Sud des Pyrénées. Dans le Pays Basque français, la série est plus épaisse avec un Toarcien inférieur marneux, non anoxique. Sur la côte charentaise, des épisodes de "Schistes Carton" alternent avec des faciès marneux au Toarcien inférieur. Les sondages aquitain indiquent un Lias moyen/supérieur relativement épais et entièrement marneux.

Vers le Sud :

Au-delà du seuil du Languedoc, un bassin comparable au bassin des Causses se développe : le bassin du Bas Languedoc. Les terrains plus méridionaux se retrouveraient en Sardaigne (BELLON et al., 1977). Dans la plus grande partie de cette île, le Lias est absent et le Dogger se retrouve directement sur le Trias (CARMIGNANI et al., 1980). Un développement similaire peut être attendu dans le Golfe du Lion. En Provence, en dehors des faciès dauphinois, le Lias est absent (Verdon) ou extrêmement réduit en ce qui concerne les termes moyen et supérieur.

Vers l'Est :

En Ardèche, des faciès grossièrement détritiques à ooides ferrugineuses caractérisent le Lias moyen et supérieur. Ils évoluent rapidement vers des faciès comparables à ceux des Causses dans la prolongation septen-

trionale du bassin du Bas Languedoc (ELMI, 1967). Plus à l'Est, on pénètre dans les séries franchement alpines, avec le Lias dauphinois extrêmement épais près de Digne. Ici encore le Domérien supérieur est calcaire, mais le faciès des Schistes Carton ne se développe pas. Sur le dôme de la Mure, le Lias est à nouveau fortement réduit. Un bassin dauphinois interne se trouve à l'Est du dôme. Si l'on extrapole les résultats obtenus par ARTRU dans les Terres Noires sur les marnes liasiques, on peut admettre que la kaolinite est absente dans ce domaine interne.

Vers le Nord :

Les faciès du Lias inférieur du bassin de Paris, de Souabe, du Yorkshire et de la Mer du Nord ne possèdent pas d'analogies avec les Causses. En effet, dans ces bassins, les faciès sont essentiellement marneux. Ce sont les mêmes argiles que l'on retrouve dans les Causses à partir du Lotharingien supérieur. A partir de cette époque, le développement faciel est identique entre les Causses et les bassins nordiques précités, auxquels on peut associer le vaste bassin de Basse-Saxe. La présence des Schistes Carton est générale au Toarcien inférieur, de même que la présence de faciès dits "régressifs" (oolithes ferrugineuses, calcaires bioclastiques ou gréseux) dans le Domérien supérieur (exemples : "Spinatenkalke" en Souabe, "Banc de Roc" localement dans le bassin de Paris). La base du faciès bitumineux n'est pas tout à fait isochrone, le sommet étant soumis à de grandes variations : en Basse-Saxe par exemple, le "Doerntner Schiefer" se poursuit jusqu'au Toarcien supérieur. Ici comme dans les parties centrales du bassin parisien, le Domérien supérieur n'est pas calcaire mais toujours marneux ; ceci nous laisse penser que des différenciations facielles similaires à celles des Causses se trouvent dans tous ces grands bassins. Ces circonstances seraient masquées par le fait que seules les bordures des grands bassins affleurent aujourd'hui, tandis qu'on doit se référer aux sondages pétroliers pour connaître les faciès bassinaux.

Les séries de la côte Sud-Ouest de l'Angleterre (Dorset) se distinguent par certaines particularités par rapport aux autres bassins du domaine nord-ouest européen : riches en montmorillonite (CORBIN, 1980), ces marnes comprennent au Toarcien inférieur (zones à serpentinitum et bifrons) un banc calcaire non-bitumineux, oolithique, caractérisé par une tectonique synsédimentaire en extension, d'origine probablement atlantique (Junction Bed, voir JENKYN & SENIOR, 1977).

b) Commentaires

Au Lias inférieur, les Causses font partie d'une province "occitane" définie par l'Aquitaine, le Bas Languedoc, la Provence ainsi que le Nord de l'Espagne et la Sardaigne. Cette province est caractérisée par des carbonates épais de milieux peu profonds. Aucune communication n'existait avec la province nord-ouest européenne où se déposèrent à la même époque des marnes et des argiles à prédominance illitique.

Au Lotharingien supérieur/Carixien, des communications s'établissent entre les deux provinces. Ces communications sont en rapport avec un changement de contraintes : les failles E-W qui déterminaient la sédimentation au Lias inférieur sont relayées par des failles N-S, en rapport avec des phénomènes distensifs en Mésogée. Ces communications (seuil du Poitou par exemple) permettent l'infiltration des argiles nordiques (et des ammonites) dans le domaine occitan.

Trois provinces peuvent être maintenant différenciées : une province occidentale (l'Aquitaine), à argiles illitiques, une centrale (Causses, Bas Languedoc, Dauphiné "externe") à pourcentages importants de kaolinite, et une hypothétique province orientale à illite et chlorite représentée probablement par les zones dauphinoises internes. Seule la province centrale dispose donc du même cortège argileux que le domaine nord-ouest européen. L'alimentation s'effectue par le seuil de Bourgogne ainsi que par une hypothétique mais probable communication directe entre le bassin parisien et les Causses.

Les provinces orientale et occidentale obtiennent leurs argiles directement, soit de la plate-forme russe, soit du continent nord-américain. Ces argiles ne sont pas mélangées à des apports locaux de kaolinite qui proviennent des petits îlots du domaine nord-ouest européen (Ardennes, Cévennes, etc...). Ces apports locaux influencent par contre fortement le cortège argileux de la province centrale.

Le faciès des Schistes Carton est un phénomène nord-ouest européen, mais on le trouve localement isolé dans les autres domaines (localement en Aquitaine, dans les nappes penniques et ailleurs).

2 - Hypothèses géodynamiques (fig. 34)

Le bassin des Causses, ainsi que l'ont démontré toutes les analyses, est un domaine sédimentaire soumis à une tectonique distensive. Dans la figure 34, on a essayé de présenter quelques possibilités de bassin en extension :

1) Rifting

Il est évident que cette hypothèse peut être rejetée sans problème. Le bassin des Causses n'est qu'un graben d'importance réduite par rapport au bassin dauphinois par exemple ; aucune trace de volcanisme n'existe au Lias moyen ou supérieur - le volcanisme des Vignes, d'âge Jurassique moyen (DURAND-DELGA, 1980) est la première manifestation volcanique dans ce domaine.

2) Pull-apart-basin

Théoriquement, il paraît possible d'expliquer le bassin des Causses par un système de failles normales échelonnées entre deux failles sinistres transversales. Cette possibilité, qui fut utilisée par ARTHAUD et al. (1977) pour expliquer la genèse du bassin carbonifère de Graissessac, peut paraître alléchante ; pourtant elle ne peut que difficilement expliquer l'alignement de plusieurs bassins d'orientations subparallèles (Causses, Bas-Languedoc et enfin Dauphiné). De plus, l'emplacement des failles transversales majeures ne paraît pas claire : si la faille Sud pourrait être identifiée aux systèmes E-W du Bas-Languedoc (faille de Mazamet par exemple), aucune faille assez importante de ce style ne se trouve au Nord du domaine étudié. L'absence de phénomènes volcaniques parle également contre cette solution.

3) Failles normales en bordure de la Mésogée : extension téthysienne

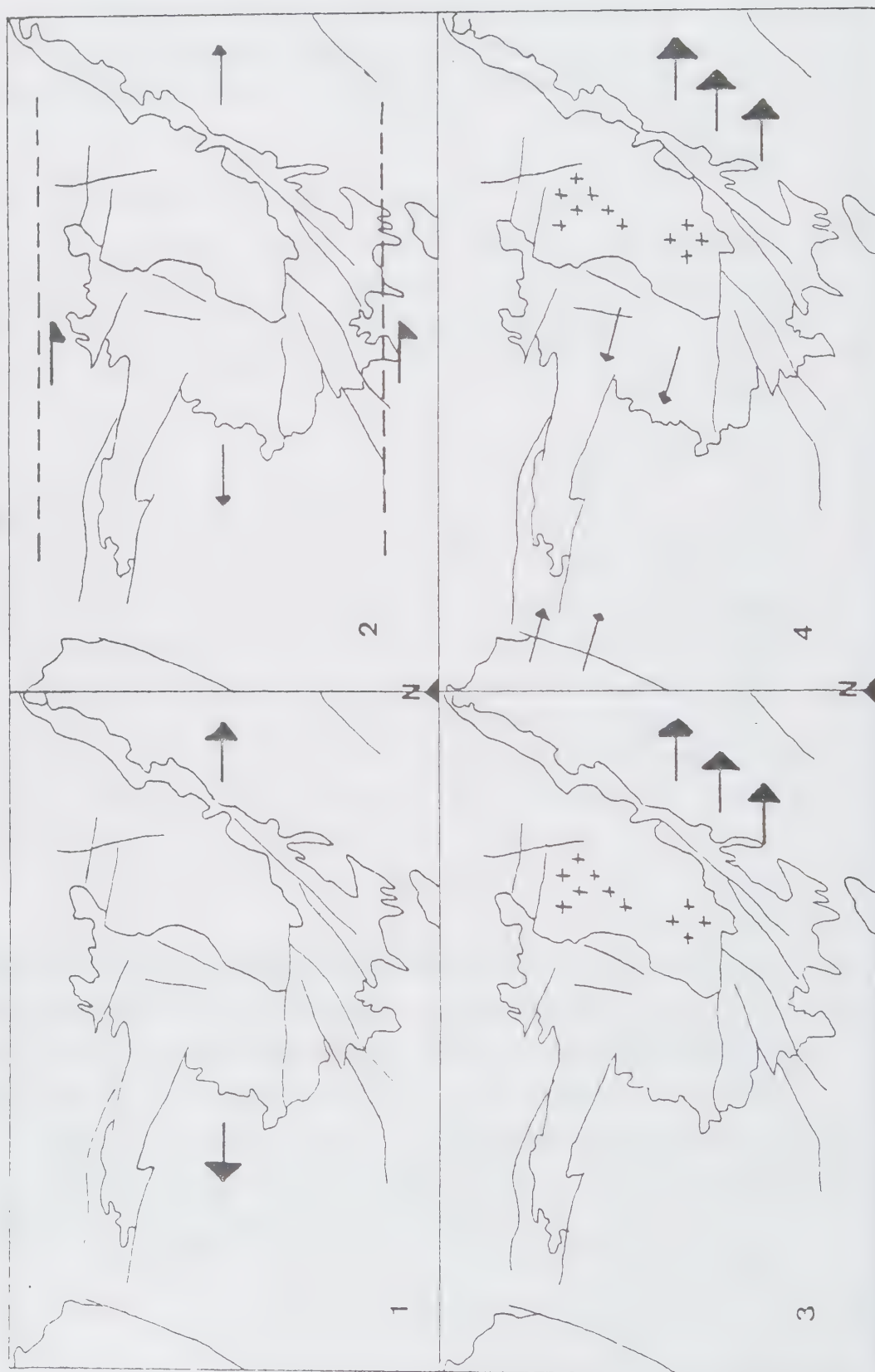
Il a été démontré, notamment par l'analyse de la tectonique synsédimentaire affectant le dôme de Gornîès, que la tectonique liasique des Causses est largement sinon uniquement tributaire de l'extension mésogéenne : le versant atlantique du bassin ne joue qu'un rôle de statistique. Il n'existe vraisemblablement aucune relation directe entre la Mésogée et l'Atlantique à cette époque. La présence du haut-fond cévenol est due à sa nature granitique : les granites du Mont Lozère et de l'Aigoual, ainsi que plus au Nord,

fig. 34: La situation géodynamique du bassin des Causse —

quelques possibilités

—+— Contraintes mineures

—+— Contraintes majeures



les granites du Morvan forment des hauts-fonds grâce à leur densité faible relative aux roches métamorphiques formant les substratums des bassins (RAMSAY, 1980). Les croix dans la fig. 34 (3, 4) signalent les masses granitiques. A l'Est des Cévennes, l'abaissement tectonique vers la Mésogée est caractérisé par un système classique de failles antithétiques (COLONGO et al., 1979 ; BODEUR, 1976 a, b).

4) Failles normales en bordure de la Mésogée associées à des convulsions extensives du côté Atlantique ou : comment intégrer à tout prix l'ouverture Nord-Atlantique dans ce travail

La solution 3) peut satisfaire en tous points. Pourtant en évoquant les premiers faibles mouvements extensifs du côté atlantique au Domérien supérieur, on peut aisément expliquer :

- l'évènement Domérien-Toarcien,
- la migration de l'axe bassinale entre le Domérien et le Toarcien
- la présence de failles inverses dans le Domérien supérieur du seuil du Rouergue.

Une extension atlantique interférant avec une extension mésogéenne conduira forcément à une compression momentanée dans la région nord-ouest européenne ; cette compression conduira à l'exhaussement des marges, accompagné de résédimentation intense. Des failles préalablement normales deviendront des failles inverses, et de nouvelles failles inverses se formeront. De même, l'axe de subsidence se déplacera vers l'Ouest, vers le côté atlantique. Tous ces faits sont constatés dans le bassin des Causses au passage Domérien - Toarcien. Pour ces raisons nous penchons pour la solution présentée.

Une deuxième convulsion peut être évoquée au passage Toarcien moyen - Toarcien supérieur. Ce passage étant, rappelons-le, caractérisé par des condensations et des remaniements sur la bordure Ouest du bassin.

La véritable ouverture de l'Atlantique Nord se situe au Jurassique moyen, témoignée par les basalts des Vignes, et, sur la même longitude, par les compressions constatées par STUDER (communication orale) dans le Haut Atlas Marocain.

D - PERSPECTIVES

Il s'est avéré que la thématique qui nous a été posée n'a pu être achevée complètement ; manque de temps, manque d'application ou simplement manque d'informations, les raisons en sont multiples. Parmi les éléments manquants, nous tenons à préciser ceux qui nous paraissent dignes d'être élaborés par nos successeurs.

La stratigraphie de la région est maintenant très bien connue. Cependant, le passage du Lias au Dogger reste une tache blanche tant au niveau litho- qu'au niveau biostratigraphique. En biostratigraphie, la révision du sous-étage Carixien est en cours. En ce qui concerne le Domérien, il est à souhaiter que M. MATTEI publie les résultats de ses recherches. Des collections comme la sienne ne peuvent plus être rassemblées de nos jours à cause du tourisme paléontologique venu détériorer des sites remarquables il y a encore dix ans.

En géologie structurale, un affinement des résultats pourrait être obtenu par une cartographie de détail. Cependant, la rareté des mises en évidence directes de l'activité tectonique liasique rend difficile l'observation de plans de failles et de striations. Pour obtenir un modèle géodynamique satisfaisant, le cadre du travail devrait être élargi au niveau de la France entière.

Les études micrographiques peuvent bien entendu être élargies à discrétion. L'utilisation du scanning et surtout l'évaluation statistique des données micrographiques promettent les meilleurs résultats.

En géochimie, les études effectuées ne peuvent que servir de base à de futures recherches. L'échantillonnage présent n'est en effet qu'à la limite inférieure de la représentabilité en ce qui concerne les marges. Le seuil du Rouergue n'a pas été étudié du tout ; les comparaisons directes avec les grands bassins voisins font défaut.

Finalement, une étude paléoécologique de l'inventaire biologique du bassin incorporant l'étude des pollens et des spores et incluant une étude systématique des répartition des faunes "boréales" et des faunes "mésogéennes" paraît le travail le plus prometteur à effectuer dans un proche avenir.

Si ce travail peut servir de base ou de point de départ à l'une des études proposées, il aura amplement mérité le temps investi.

SEPTIEME PARTIE

A - SUMMARY

The Causses basin is part of the southern sedimentary cover of the Massif Central. The term is applied to a predominantly marly sedimentary sequence, which is surrounded on three sides by more calcareous, highly condensed deposits. These margins, which build the structural framework of the basin, are the Cévennes swell in the East, the Languedoc swell in the South and the Rouergue swell in the West. The basin is established at the end of the Sinemurian (ruricostatum-zone) and exists as paleogeographic unit up to the Upper Toarcien (base aalense-zone), when the margins become definitely submerged. Major unconformities separate the marly unit, the Rivière Group, from the underlying Lower Liassic and the covering Middle Jurassic carbonate-platform formations.

The basin is established within a framework of Late Hercynian faults. Three structural directions rule the facies pattern : E-W striking transform faults, which determine the facies in the Early Lias, are of some importance in the Carixian, but lose all influence in the Late Pliensbachian.

Between these E-W elements, N 50°E-striking en echelon-faults form the Languedoc swell at the southern margin of the basin. This swell is a passive element, characterized by the absence of resediments and active faults but showing nevertheless highly condensed sediments.

The N 50°E faults have to be separated from the third group of faults, which originated on post-Namurian transform or normal faults, directed N-S to N 30°E. In the Middle and Late Liassic, these faults are reactivated as normal faults. Where direct evidence of Liassic blockfaulting can be found, the faults are trending N 30°E, documenting the reactivation of the Late Hercynian Meyrueis and Montmirat fault groups. N-S striking synsedimentary faults cut through the N 50° striking Languedoc swell, illustrating the independence between both elements.

The Rivière Group may be divided into four major chronostratigraphic units, on which stratigraphical, sedimentological and geochemical work was undertaken. The first unit embraces the Uppermost Lotharingian (= Upper Sinemurian) and the Carixian. During this period, the major distension changes from N-S to E-W, activating N-S striking faults. The stratigraphical

studies proved a strong facies diversification during this time interval. The Lempézou Formation was found only on the Cévennes margin. It consists of sandy to pebbly quartzarenites with subarkosic influences. The cement is dolomitic. The absence of coarser detritic grains in more distal facies shows the presence of strong long-shore currents.

The Bondons Formation represents a narrow carbonate shelf between the Lempézou sands and the slope. It is clotted by a phosphatic hardground below more pelagic Domerian sediments.

In the southern part of the Cévennes margin, no coastal sediments could be found. There, condensed carbonatic sediments show evidence of submarine hardground successions ; on the slope between this submarine swell and the basin, the Combe Albert Formation with crinoids, foraminifera (*Involutina*) and green algae accumulated. The "pelagic" facies at that time is characterized by the Bourg Formation, consisting of alternances of marls and marly limestones. A lower member (membre de Mende) consists of "turbiditic" resediments, which filled a narrow trough, the "sillon cévenol", corresponding to an embryonic stage of the Causses basin. The widespread "membre marnocalcaire" shows no macroscopic evidence for resediments ; at its top, phosphatic condensed facies develop.

Paleokarsts prove emersions at that time on the Cévennes and on the Languedoc swell ; on the contrary, free communications existed between the Causses and the Aquitaine realm to the West.

If some East-West striking faults still determine some facies patterns in the "strait of Rodez", the general alignment of the facies is definitely N-S.

Microfacies analysis shows, that the marl-limestone alternances in the Bourg Formation correspond to wackestone-mudstone variations ; in the marly wackestones, glauconite, *Involutinas* and green algae were found. Hence, the marly layers were interpreted as resedimented from the slope, where the Combe-Albert formation accumulated. These resediments are due to lateral currents interfering with the predominant longitudinal currents.

In the more coastal facies, geochemical analysis indicates kaolinite as predominant or exclusive clay mineral, while chlorite is absent. In the "pelagic" facies, however, kaolinite is absent, and well crystallized illites

are associated to small percentages of chlorite. This is one of the major arguments used to prove, that the basinal clays are not related to the detrital influx from local islands ; hence the source area for all Liassic clays must be a vast landmass outside of the tropical areas pouring kaolinite in the system. Tentatively, the Russian platform or/and the North American continent are suggested.

Very low boron values indicate strong fresh-water influences both in the Lempézou and in the Bondons Formations. The evident differences between local supports and predominant basinal fill is once more documented by very low nickel values, indicating tropical influences in the coastal facies opposed to the high, "cold" nickel values in the basin.

The second chronostratigraphic unit is the Domerian. Here, the facies become more uniform, and the N-S faults are the only ones of importance. In the basin, sedimentation is predominantly marly, with only minor limestone intercalations. The basinal formation is called the Villeneuve Formation. On the Languedoc swell, where Carixian deposits were absent, a ferruginous oolite, the Guilhomard oolite, transgresses on karstified Lower Liassic limestones. Within the Villeneuve Formation, two members were separated : the thicker lower "Villeneuve marls" are very uniform marls, with few resediments and very rare benthic fauna. The upper member however, the Couches Blanches, is rather carbonatic, rich in detrital quartz, and shows an important, diversified benthic fauna. Resediments are frequent. In the top part of the member, black phosphorite nodules may indicate starvation of the basin. The Couches Blanches develop towards phosphatic limestones and finally towards breccias with gypsum matrix approaching the Languedoc swell. Approaching the Rouergue swell, the marls of the Couches Blanches change to slumped limestones and finally to massive, crossbedded bioclastic grainstones, the Salles Limestone.

On the Cévennes margin, the marly regime of the Villeneuve formation can not establish. Instead, spiculitic limestones with frequent resediments form the Fraissinet Formation. A more proximal variety of this formation is characterised by highly condensed sandy glauconitic limestones.

In the Domerian, the inundation of the Cévennes starts from the south. Only in the northern part of this island true coastal facies are still present. Communication with Aquitaine is still valid in the lower part

of the Domerian, while the Languedoc swell is invaded for the first time. A communication is established between the Causses and the Paris basin in the north.

The main tectonic event in the Domerian and in the whole studied period is the sudden intensification of fault activity at the end of the Domerian. This activity on the N-S striking faults leads to the rise and final emersion both of the Cévennes and of the Rouergue swell, accompanied by strong resedimentation activity. Simultaneously, the basin is relatively deepened with regard to its margins and cut off from its support in clay minerals. At the end of Domerian, the Causses basin is a starved basin.

Microfacies analysis in the basinal series shows mudstones with wackestone intercalations enriched in benthic faunas. Similar processes as in the Bourg Formation are suggested to explain the presence of benthos. In the mudstone facies microbenthos is rare or nearly absent ; the lack of infauna explains the preservation of Tisoa-type constructions at certain levels.

The clay mineral assemblage of the Domerian is characterized by the presence of kaolinite in the basinal series ; this kaolinite, which is independant of the local support, penetrates into the basin through the newly established communications with the Dauphiné and Paris basin realms. A constant ratio exists between kaolinite and chlorite, while both are associated to crystallized illite.

Gypsum and anhydrite, accompanied by extremely high boron values, testify of evaporitic conditions on the Languedoc swell at the end of the Domerian. More arid conditions at this period are also documented by palynological evidence.

The third time span, the Lower Toarcian, follows throughout the studied area with a stratigraphical hiatus on the Domerian. The predominant paper shale facies, the Formation des Schistes Carton, is deposited in a narrow, N-S elongated trough between the emerged Rouergue and Cévennes swells. On the southern margin, this facies transgresses partly on karstified Sinemurian limestones.

Lithologies other than the paper shale facies are rare in the Lower Toarcian ; yellow clays, intercalated between karstified Upper Domerian limestones and ferruginous oolites of the base of the Middle Toarcian are associated to the Lower Toarcian deposits on the Rouergue swell.

Thin, strongly calcareous paper shales both on the Rouergue and on the Cévennes sides of the basin show the presence of boring/burrowing organisms associated to benthic lamellibranchs and crinoids, but in general, the Schistes Carton Formation is barren of benthic organisms. This applies also to a limestone level which shows evidence of current bedding.

After the tectonic revolution at the end of the Domerian, structural activity is reduced to a minimum in the Lower Toarcian. As a result of the events at the boundary Domerian-Toarcian, the axis of subsidence has been transferred from the former Cévennes through ("sillon cévenol") westwards to the basin center near the town of Millau. Resediments in Lower Toarcian times are restricted to the western basin border.

In the lower part of the formation, mm-bedded alternances of silty mudstones and microsparitic limestones occur ; the latter are exclusively formed by nannoplankton and schizospheres. In the upper part, this lamination disappears, and more calcareous, pellet-like agglomerats occur loosely distributed throughout the silty mudstone facies. Nodular horizons show partly graded wackestones with benthic faunas, testifying of still persisting lateral supports.

The ratio kaolinite/chlorite versus "illite" is still the same as in the Domerian. Yet the illites are not crystallized any more but formed by open illites associated to an important percentage of mixed-layer minerals; the non-deposition period at the base of the Toarcian lead consequently to a diagenetisation of the illite minerals. Molybdene and Copper enrichment in the basinal series document the sapropelitic character of the sediment ; this enrichment is not settled in the thin paper shales on the basin borders, where benthic organisms were found.

The cause for the occurrence of the Lower Toarcian bituminous facies throughout northwestern Europe seems to be the "Domerian-Toarcian event" (MONTANARI & CRESPI), which appears to be an important tectonical feature not only in northwestern Europe, but also in the entire Tethyan

realm (see below). The emersion of the margins of different basins and the cut-off of detritic supply was sufficient to change the already very critical oxydization of the Middle Liassic marls to the anoxic conditions of the Lower Toarcian. Seawater stratification was obtained by the influx of cold waters with normal salinity from the open sea into the warmed up, fresh water-influenced isolated basins. Although there is apparently palynological evidence for climatic variations at the end of the Domerian, this change is not believed to be essential for the establishment of the anoxic facies.

The last chronostratigraphic unit is formed by the Middle and part of the Upper Toarcian. Normal sedimentation is reestablished as soon as the Cévennes and the Rouergue margins are again flooded. The transgressive facies is a ferruginous oolite, the Aurières Oolite. While in the central basin marly sedimentation soon sets in with the lower Fontaneilles marls, phosphatic sediments prevail on the margins throughout most of the Toarcian (Murène level). Non-condensed sediments are found on the margins only with the higher part of the pseudoradiosa and with the aalense zone.

In the basin center, condensed limestones separate the lower and the upper Fontaneilles marls, forming together the Fontaneilles Formation. As long as condensed facies prevail on the swell, the Fontaneilles Formation is formed by alternances of brownish, calcareous marls, rich in benthos, and grey, calcareous claystones. As soon as the margins are submerged, the basin facies turns into uniform grey to black marly claystones.

The detailed, N-S oriented structural pattern which determined facies distribution until the Middle Toarcian, tends to lose importance and is replaced by a more generous system of the same orientation. The Causse basin loses its individuality in the Upper Toarcian and becomes integrated into the Occitan Platform, characterized by shallow-water carbonates in the Middle and Upper Jurassic.

In general, the mudstones and subordinated wackestones of the Fontaneilles Formation show a far greater diversity of benthic fauna compared with the Middle Liassic marls, documenting better life conditions. These are due to the definitive flooding of all margins. In the Murène level, phosphatic nodules could be identified as stromatolites ; in these levels, boron concentrations show still high salinity values on the Languedoc swell.

In general, all phosphatic levels of the studied period are in relation with higher salinities.

The clay mineral assembly of the Middle Toarcian corresponds to that of the Lower Toarcian.

Climate, oceanic currents, bathymetry and the special orogenic context rule the distribution of the facies in the Middle and Upper Liassic of the Causses basin. Of these, the orogenic context is by far the most important. It is responsible for the deepening of the sedimentary realm in the uppermost Sinemurian, and thus for the diversification of the facies. By opening new communications with the Alpine and Paris realm, it establishes new current circulations and brings the northwest-european clays into the Causses basin. The persisting synsedimentary tectonic activity rules the distribution of narrow shelf zones and controls subsidence. No prograding system can establish in this context, and the fill-up of the basin is only possible once the tectonic activity has stopped.

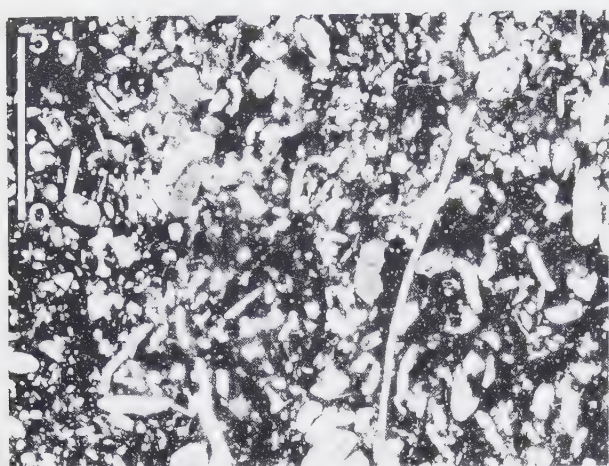
The Causses basin is dependent on the extension of the Tethyan sea ; Atlantic influences are of very minor importances ; an actual Aquitaine basin is not yet developed in the Liassic.

The fault structures depending on the Tethys extension are most obvious on the Eastern side of the Cévennes ; the Cévennes island is due to its granitic and hence "lighter" nature. In the Causses, the eastern, Tethys-looking side of the basin shows far more tectonic activity than the western side.

The only feature, which may be in any relation with the opening of the northern Atlantic is the "Domerian-Toarcian event". It is related to first convulsions on the Atlantic side of the basin. The interference of both Tethyan and Atlantic extensions leads to momentary compressions in the northwest-european realm at the end of the Domerian, establishing hence anoxic conditions in this area by bringing the margins of different basins to emersion.

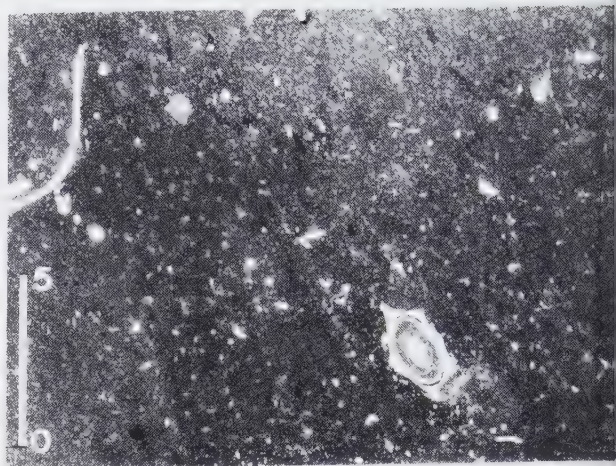
PLANCHE n° 1

dimensions en mm



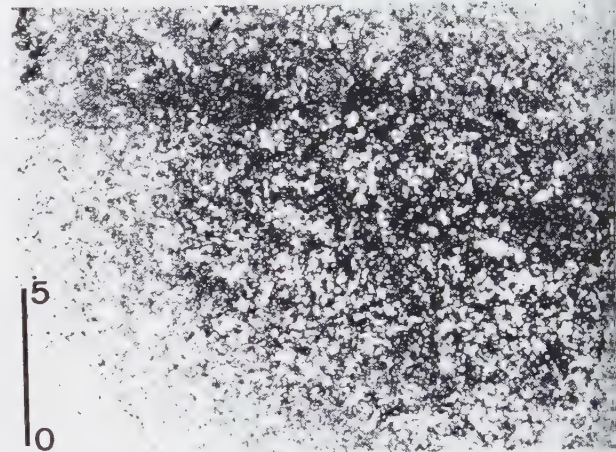
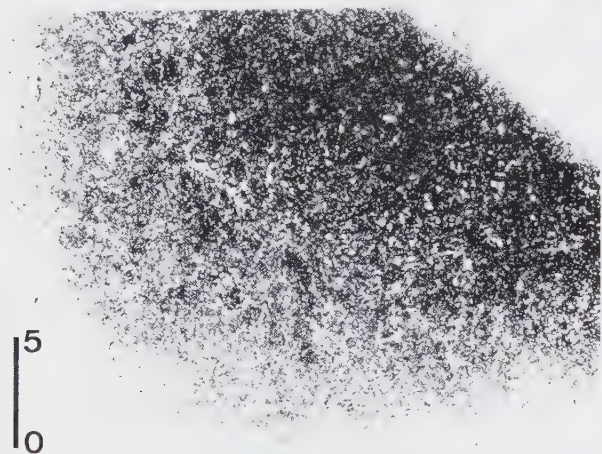
1

2



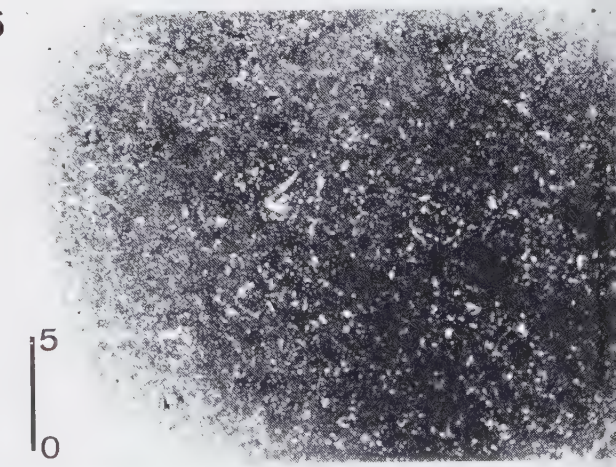
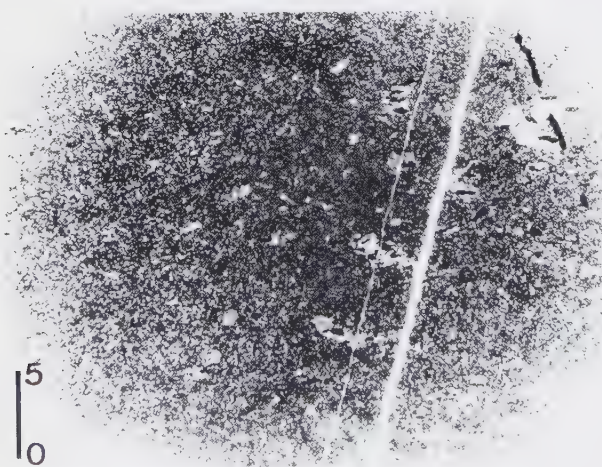
3

4



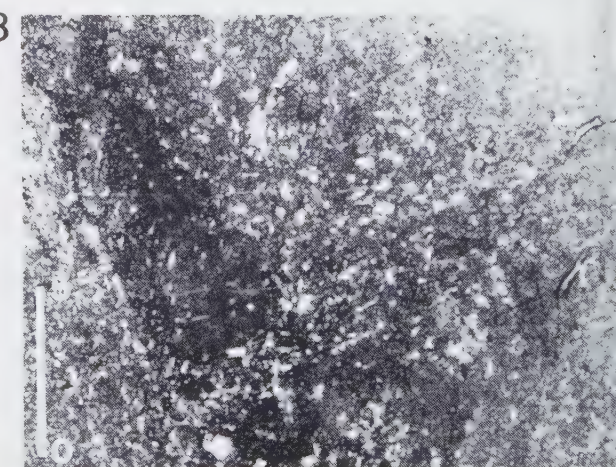
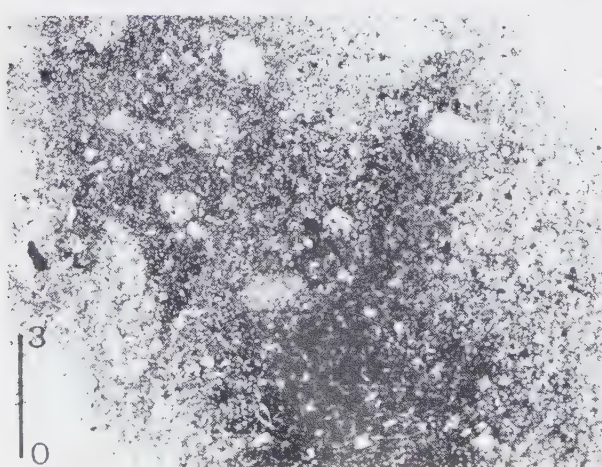
5

6



7

8



B - PLANCHES

I - Planches I - VIII : Microfaciès

Planche I : Formation du Bourg

Fig. 1 : MJ - 15

Packstone passant à un wackestone bioclastique (échinodermes, bryozoaires, dasycladacées). Dolomies arrondies, quartz.

Resédiment dans le membre de Mende.

Fig. 2 : MJ - 16

Mudstone à foraminifères et ostracodes. Rares échinodermes et lamellibranches.

Faciès "pélagique" du membre de Mende.

Fig. 3 : P - 4

Mudstone passant à wackestone à spicules calcifiées, échinodermes, foraminifères et ostracodes.

Membre marnocalcaire, premier rythme, toit de séquence.

Fig. 4 : P - 5

Wackestone à quartz et pellets glauconieux remaniés ; échinodermes, foraminifères, spicules et débris végétaux.

Membre marnocalcaire, premier rythme, base de séquence

Fig. 5 : P - 19

Mudstone microsparitique. Néoformation de calcite en rhomboèdres. Spicules calcifiées.

Membre marnocalcaire, premier rythme.

Fig. 6 : P - 26

Mudstone à spicules.

Membre marnocalcaire, second rythme, toit calcaire de séquence.

Fig. 7 : P - 27

Wackestone à restes végétaux, échinodermes, foraminifères et ostracodes. Glauconie.

Membre marnocalcaire, second rythme, base de séquence marneuse.

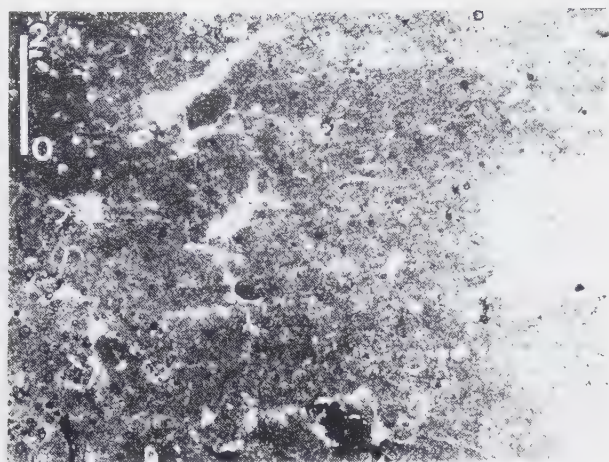
Fig. 8 : P - 30

Wackestone, passant à mudstone, fortement bioturbé. Glauconie, échinodermes, spicules.

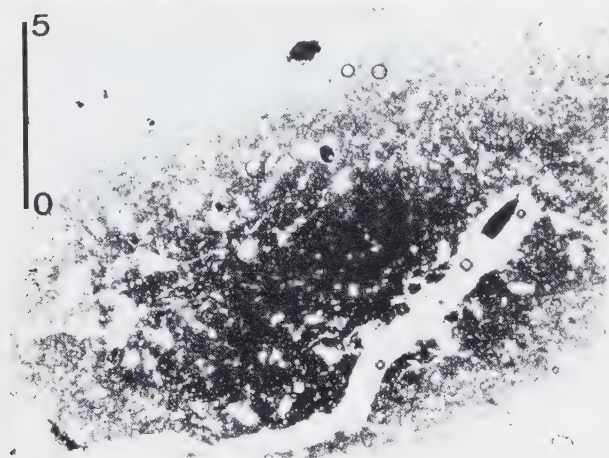
Membre marnocalcaire, second rythme, banc condensé du passage Carixien-Domérien.

PLANCHE n° 2

dimensions en mm

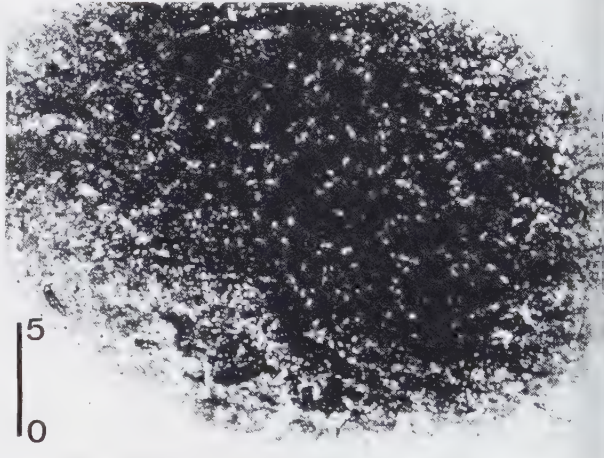


2



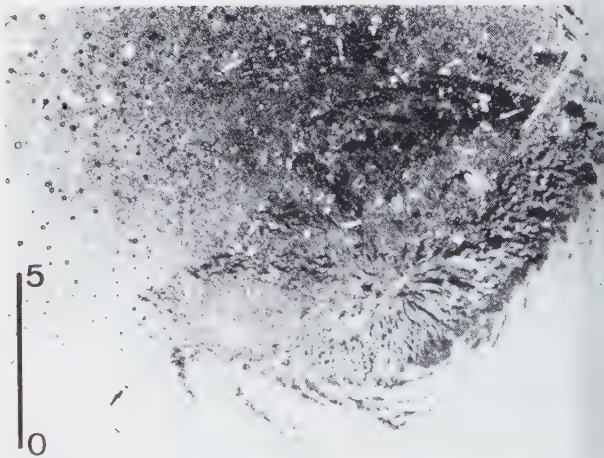
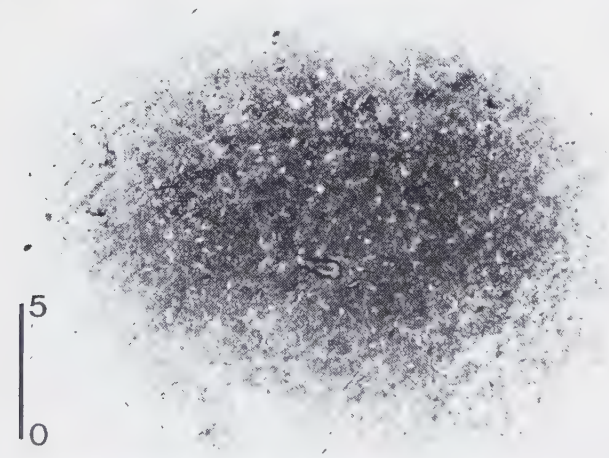
3

4



5

6



7

8

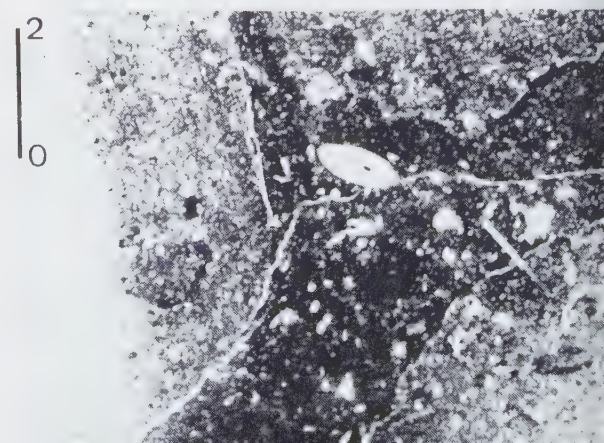
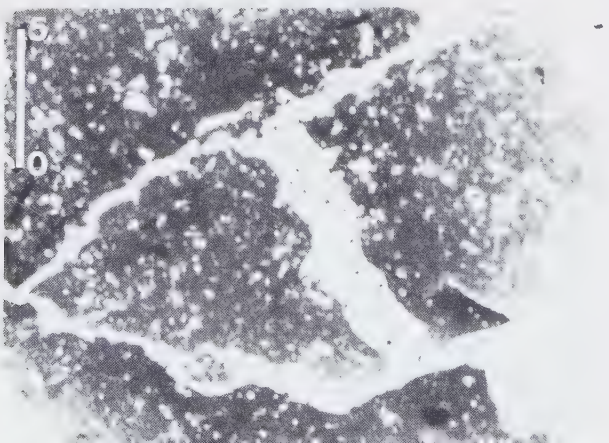


Planche II : Formation de Villeneuve (1)

Fig. 1 : V - 1

Wackestone à spicules, échinodermes, ostracodes et foraminifères. Glauconie fréquente.
Marnes de Villeneuve, premier rythme, base de la première séquence.

Fig. 2 : V - 2

Mudstone à spicules. Rares échinodermes microsparitisés.
Marnes de Villeneuve, premier rythme, toit de la première séquence.

Fig. 3 : V - 4c

Laminite constituée de lamines de wackestones resédimentés (échinodermes, involutines) alternant avec des lamines de mudstones à spicules.
Marnes de Villeneuve, premier rythme, toit de séquence marneuse.

Fig. 4 : V - 5a

Wackestone à texturation irrégulière. Spicules et échinodermes micritisés.
Marnes de Villeneuve, premier rythme, base de séquence chenalisée.

Fig. 5 - V - 5b

Mud- à wackestone à spicules partiellement desilicifiées.
Marnes de Villeneuve, premier rythme, base calcaire de séquence.

Fig. 6 : V - 5c

Wackestone à spicules et ostracodes.
Marnes de Villeneuve, second rythme, base de séquence.

Fig. 7 : V - 8

Wackestone à spicules orientées, foraminifères et ostracodes.
Marnes de Villeneuve, second rythme, toit de séquence.

Fig. 8 : V - 10a

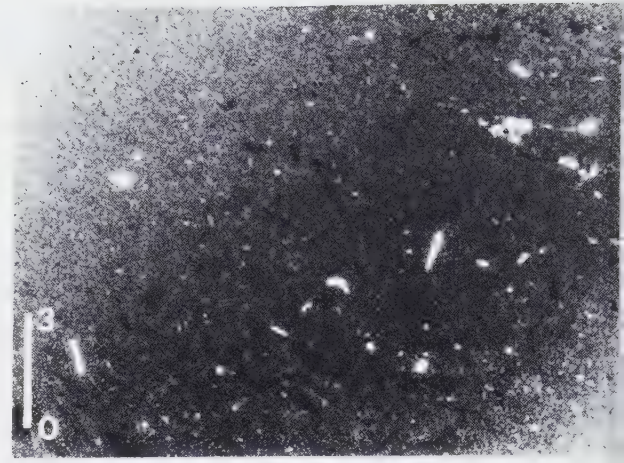
Wackestone spiculitique à entroques, foraminifères et brachiopodes (rynchonellides) peu cassés et peu roulés.
Marnes de Villeneuve, second rythme, resédiment.

PLANCHE n° 3

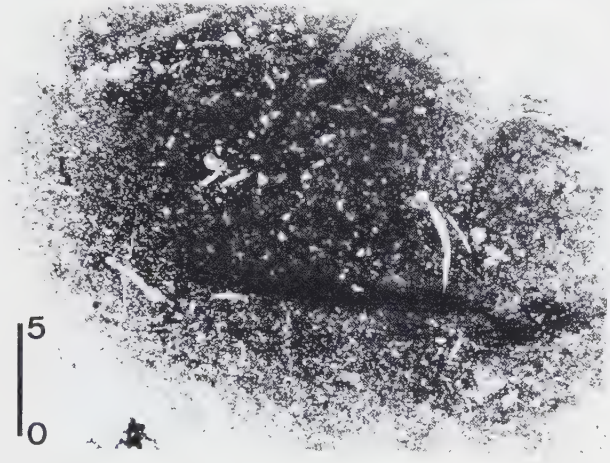
dimensions en mm



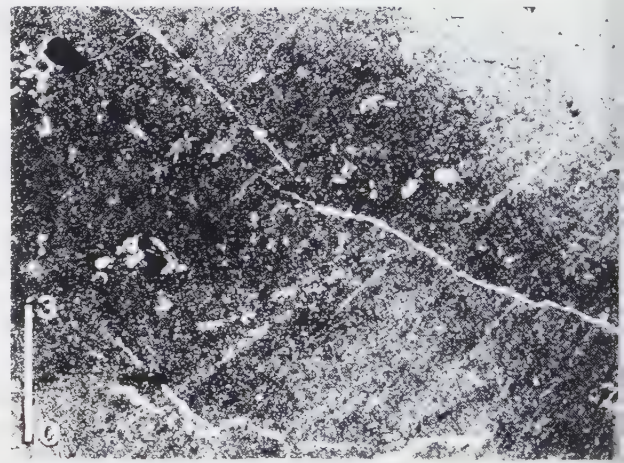
1



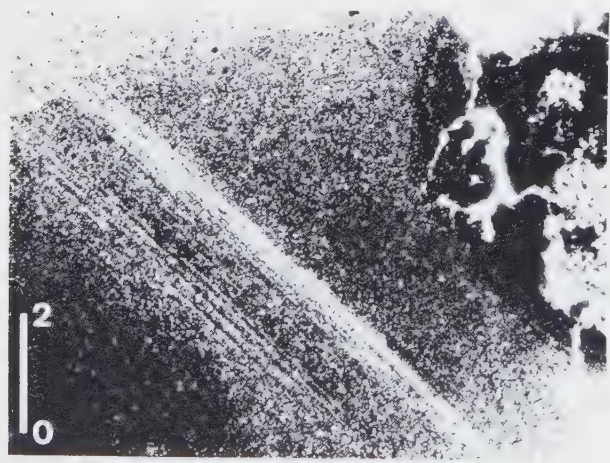
2



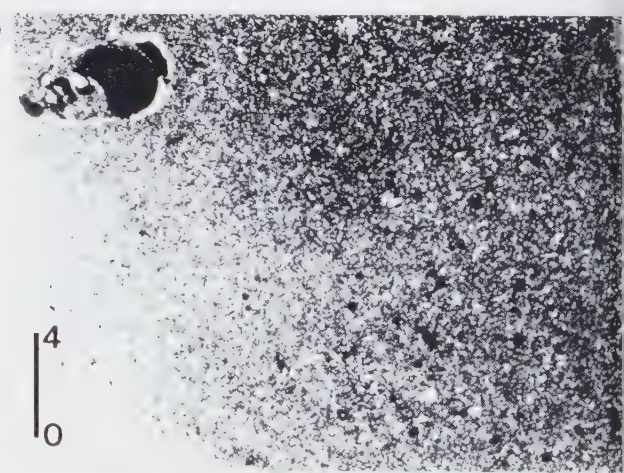
3



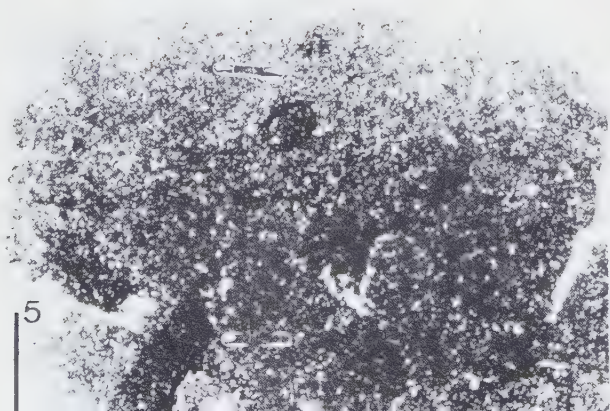
4



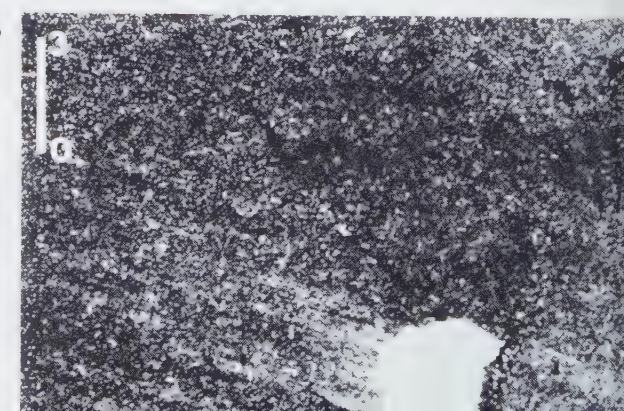
5



6



7



8

Planche III : Formation de Villeneuve (2)

Fig. 1 : V – 10c

Mudstone à spicules orientées.

Marnes de Villeneuve, second rythme, base de séquence.

Fig. 2 : V – 16b

Mudstone à rares spicules, foraminifères et ostracodes. Absence de quartz et d'échinodermes.

Marnes de Villeneuve, troisième rythme.

Fig. 3 : V – 17

Wackestone spiculitique. Brachiopodes, foraminifères et lamellibranches à coquilles fines (nuculides).

Marnes de Villeneuve, resédiment du troisième rythme.

Fig. 4 : V – 18a

Mud- à wackestone à foraminifères (*Lenticulina* sp., *nodosarides*). Quartz et foraminifères en progression.

Marnes de Villeneuve, séquences à altérations blanchâtres du haut du troisième rythme.

Fig. 5 : V – 18b

Mudstone azoïque. Recristallisation micritique ou microsparitique de la matrice.

Marnes de Villeneuve, niveau sous-jacent aux Couches Blanches. Rayures artificielles.

Fig. 6 : V – 18c

Wackestone silteux. Prédominance de quartz anguleux. Foraminifères, gastéropodes partiellement pyritisés.

Couches Blanches, base de la première séquence.

Fig. 7 : V – 18d

Wackestone glauconieux. Echinodermes prédominants. Lamellibranches, spicules parfaitement conservées.

Couches Blanches, suite calcaire de la première séquence.

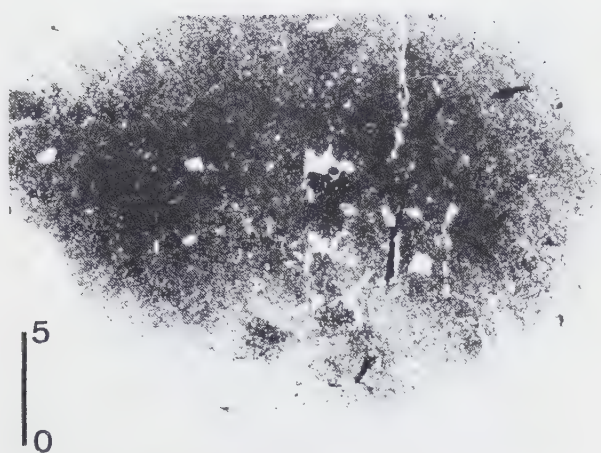
Fig. 8 : V – 18e

Wackestone silteux, quasi azoïque.

Couches Blanches, suite et toit marneux de la première séquence.

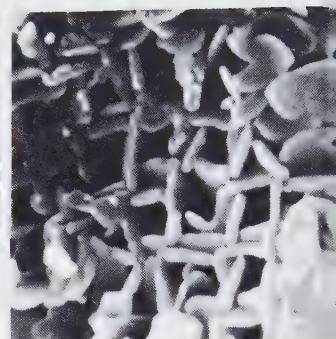
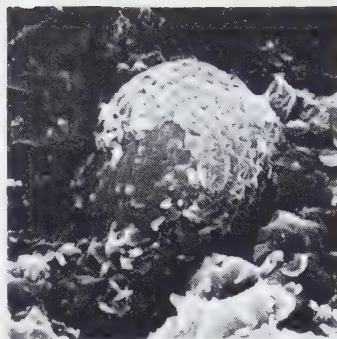
PLANCHE n° 4

dimensions en mm



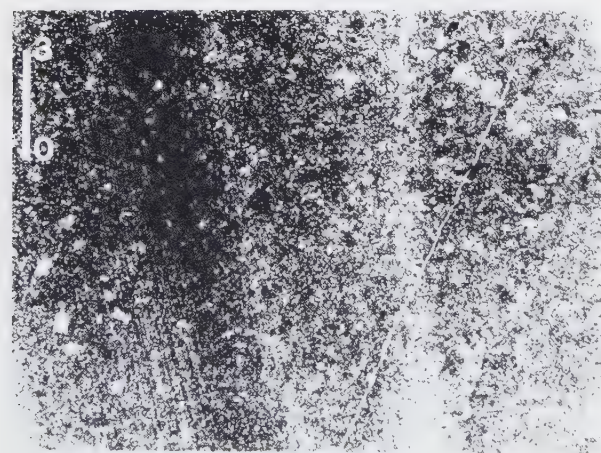
1

2



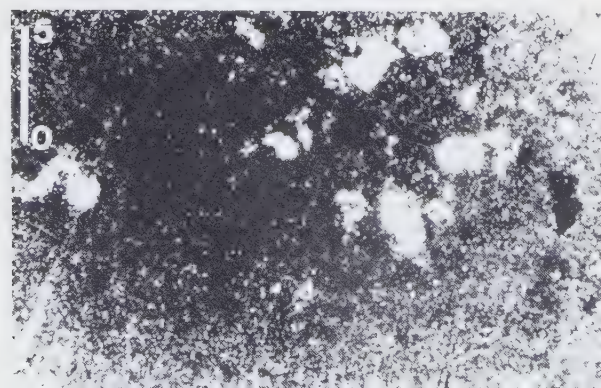
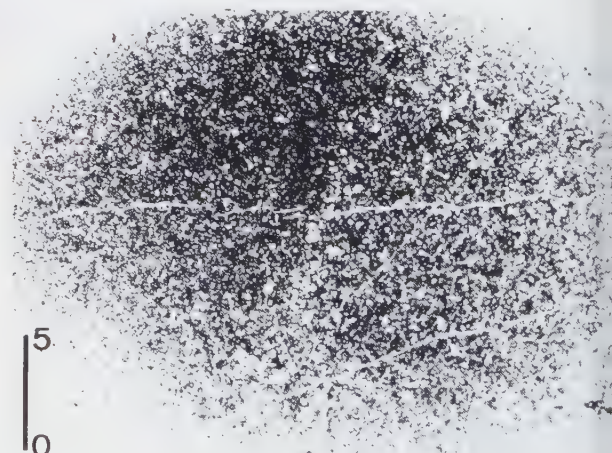
3

4



5

6



7

8

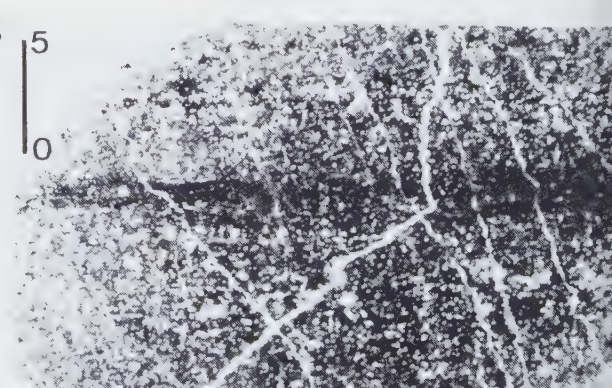


Planche IV : Formation de Villeneuve (3), Formation des Schistes Carton (1)

Fig. 1 : V – 21a/c

Wackestone à phosphate. Ciment microsparitique, partiellement remplacé par de la phosphorite, présente également sous forme d'éléments bréchiques anguleux. Spicules, écailles de poissons.

Couches Blanches, séquences sous-jacentes aux Schistes Carton.

Fig. 2

Micrographie électronique, formation des Schistes Carton :

a, b) : *Schizospherella punctulata* DELFANDRES & DANGEAN, de la base des Schistes Carton.

Schistes Carton, banc calcaire varvé (voir Pl. IV, fig. 4).

Fig. 3 : SC – 1/2

Laminite irrégulière, à taches ou lamines argilo-bitumineuses, alternant avec des taches plus calcaires (wacke- ou packstone), indistinctement granoclassées.

Schistes Carton, séquence de base.

Fig. 4 : SC – 3

Laminite prononcée, à couches calcaires relayées par des couches riches en matière organique .

Schistes Carton, premier banc calcaire.

Fig. 5 : SC – 4c

Mudstone silteux à rarissimes échinodermes.

Schistes Carton, séquences peu laminées riches en matière organique. Rayures artificielles.

Fig. 6 : SC – 5

Mud- à wackestone à éléments calcitiques sphériques (radiolaires, mégaspores ?).

Schistes Carton, second niveau calcaire continu.

Fig. 7 : SC – 6

Correspondant au niveau SC – 4c (Fig. 5), ce niveau est pourtant caractérisé par des flocons irréguliers agglutinant les quartz (en bas à droite).

Schistes Carton, séquences peu laminées.

Fig. 8 : SC – 7

Mud- à wackestone laminé. La fraction grossière est granoclassée et contient des échinodermes et des lamellibranches.

Schistes Carton, banc calcaire se débitant en nodules élongés.

PLANCHE n° 5

dimensions en mm

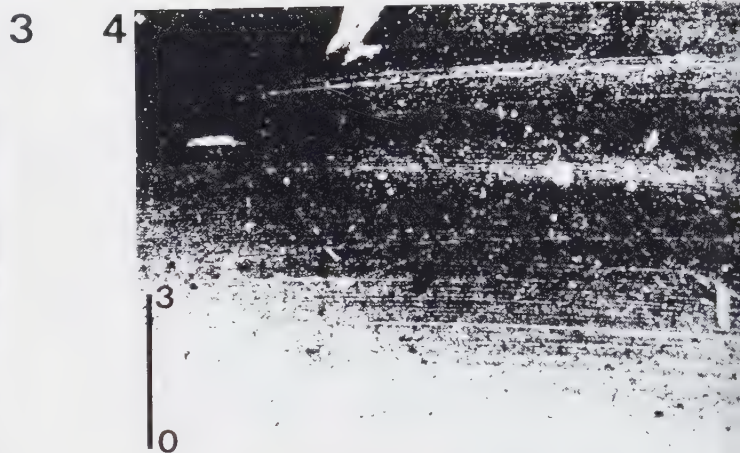
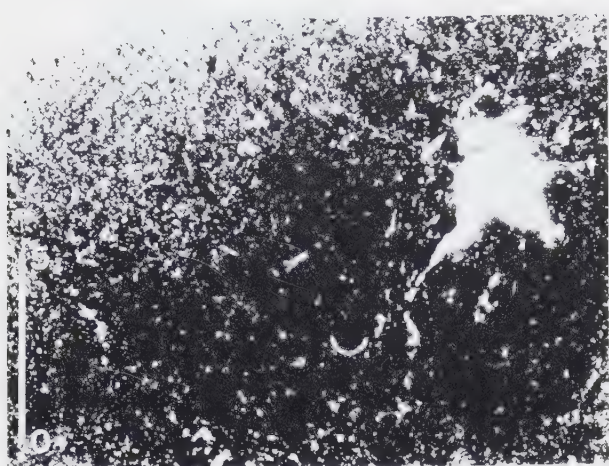


Planche V : Formation des Schistes Carton (2), formation de Fontaneilles (1)

Fig. 1 : SC – 8b

Mudstone non-laminé à spicules et lamellibranches pseudopélagiques silicifiés.

Schistes Carton, séquences sommitales non-laminées très riches en matière organique.

Fig. 2 : SC – 15

Wackestone silteux à filaments. Brachiopodes, lamellibranches.

Marnes inférieures de Fontaneilles ; toit de séquence dans les couches en échelons.

Fig. 3 : SC – 16b

Mudstone bioclastique (foraminifères, gastéropodes pyritisés).

Marnes inférieures de Fontaneilles ; base marneuse de séquence dans les couches en échelons.

Fig. 4 : SC – 17

Wackestone bioclastique silteux. Echinodermes, filaments courts.

Marnes inférieures de Fontaneilles ; toit schisteux de la dernière séquence des couches en échelons.

Fig. 5 : F – 6a

Mudstone légèrement silteux à filaments.

Marnes inférieures de Fontaneilles, toit argileux de séquence.

Fig. 6 : F – 6b

Mudstone à gastéropodes.

Marnes inférieures de Fontaneilles, base calcaire de séquence.

Fig. 7 : F – 13 c

Wackestone à texturation irrégulière. Echinodermes, filaments, lamellibranches micro-sparitisés. Néof ormation de calcite dans la matrice.

Marnes inférieures de Fontaneilles, chenaux sous-jacents au niveau du passage Toarcien moyen – Toarcien supérieur.

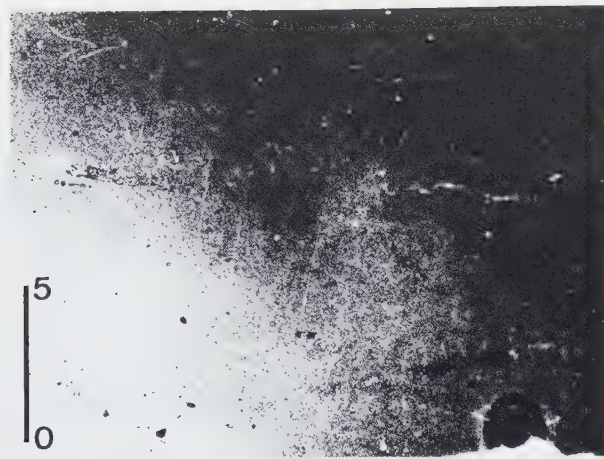
Fig. 8 : F – 13f

Packstone bioclastique (échinodermes, lamellibranches, bélemnites, filaments, foraminifères). Phosphatisation partielle de la matrice avec remaniement successif des zones phosphatisées.

Marnes inférieures de Fontaneilles ; niveau de condensation entre les marnes inférieures et les marnes supérieures.

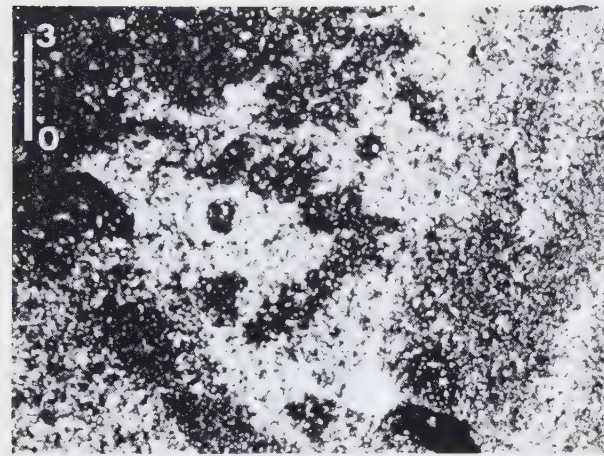
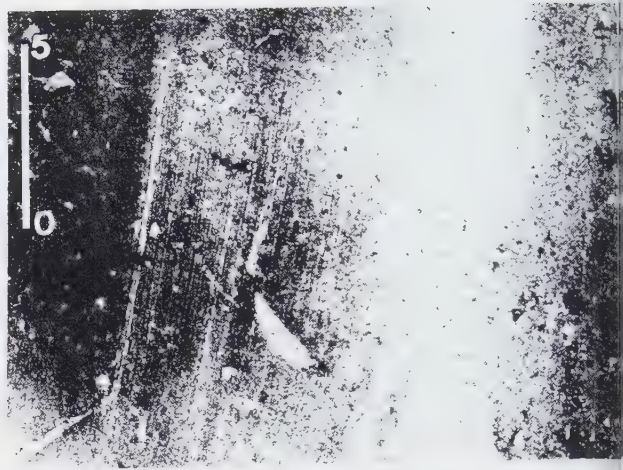
PLANCHE n° 6

dimensions en mm



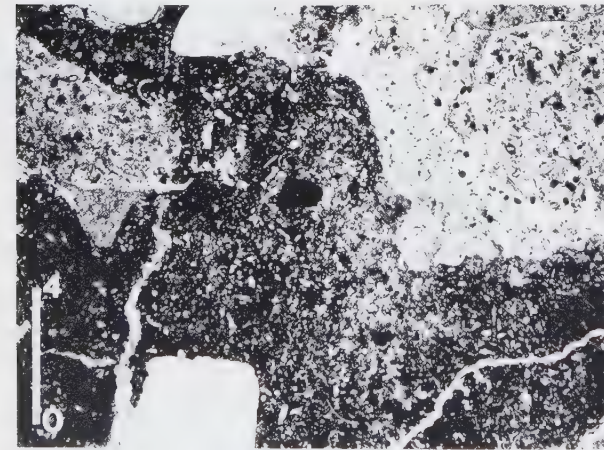
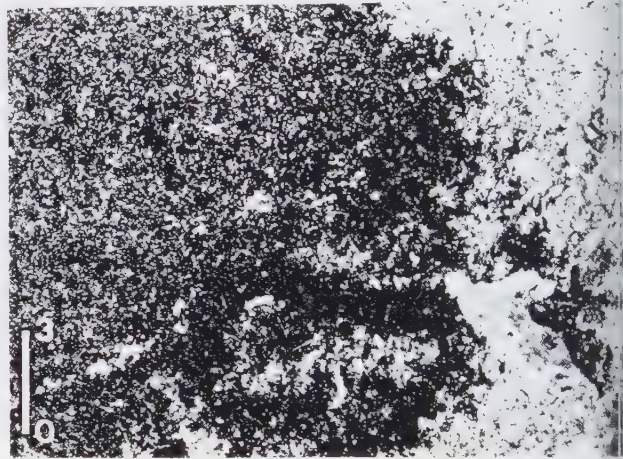
1

2



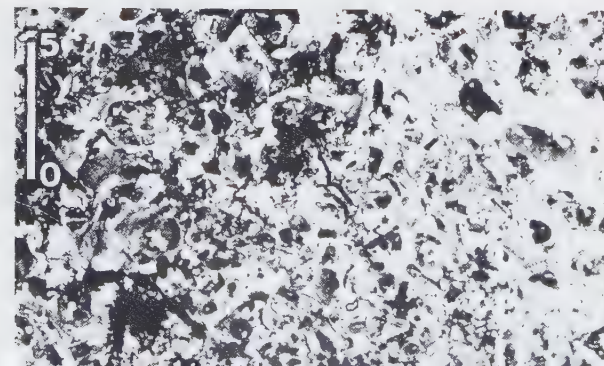
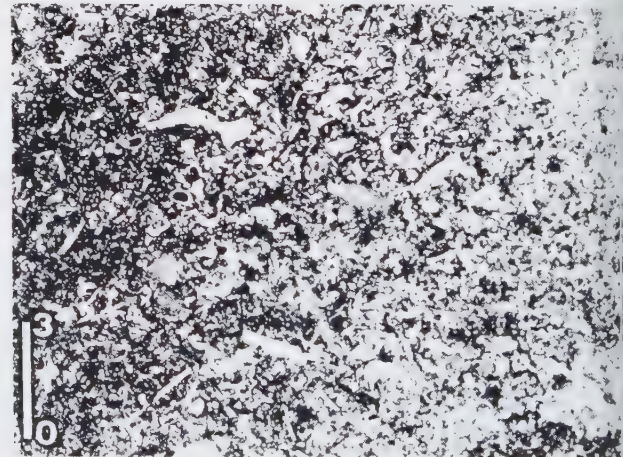
3

4



5

6



7

8

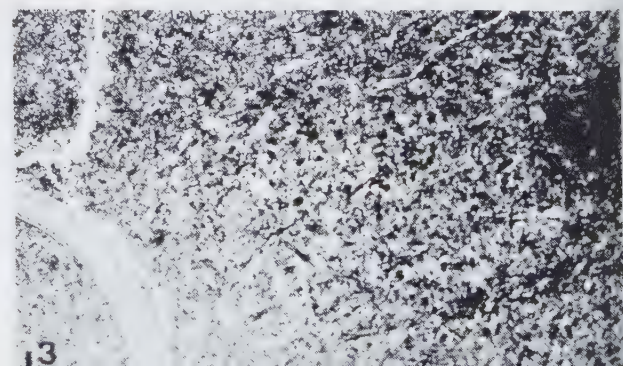


**Planche VI : Formation de Fontaneilles (2), Formation des Bondons,
Formation de Fraissinet (1)**

Fig. 1 : F - 14b

Mudstone à lamination peu distincte. Grains bioclastiques de très petites tailles.
Marnes supérieures de Fontaneilles ; toit argileux de séquence.

Fig. 2 : F - 14c

Wackestone bioclastique. Grains (échinodermes, filaments) de tailles inhomogènes.
Marnes supérieures de Fontaneilles ; base "calcaire" de séquence. Rayures artificielles.

Fig. 3 : Bd - 4b

Wackestone calcaire pénétré de cristaux idiomorphes de dolomie. Remplacement partiel du calcaire par de la silice avec anciens terroirs comme centres de silicifications.
Quartz, glauconie et échinodermes.
Formation des Bondons, séquences basales.

Fig. 4 : Bd - 7b

Mud- à wackestone calcaire transi de cristaux anhédras de dolomie et remplacé en grande partie par de la silice.
Quartz et rares biogènes.
Formation des Bondons, séquences saumâtres.

Fig. 5 : PO - b

Wackestone bioclastique (échinodermes, bryozoaires), contenant des composants rudistiques : grains subangulaires de quartz et de feldspaths alcalins, bélemnites tarraudées et galets de phosphorite (packstone bioclastique à lamellibranches et gastéropodes).
Formation des Bondons ; hardground terminal.

Fig. 6 : Bd - 12

Wacke- à packstone bioclastique.
Formation de Fraissinet ; séquences basales partiellement remaniées.

Fig. 7 : Bd - 16

Packstone, localement grainstone avec syntaxial overgrowth des entroques. Dasy-cladacées, bryozoaires. Apatite dans le centre des entroques.
Formation de Fraissinet, séquence de dune.

Fig. 8 : Bd - 17

Packstone bioclastique à phosphate. Dissolution tangentielle des grains. Glauconie.
Formation de Fraissinet ; base des séquences à basse énergie.

PLANCHE n° 7

- 302 -

dimensions en mm

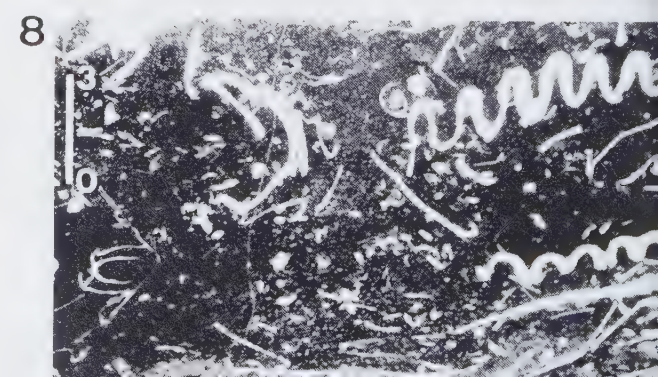
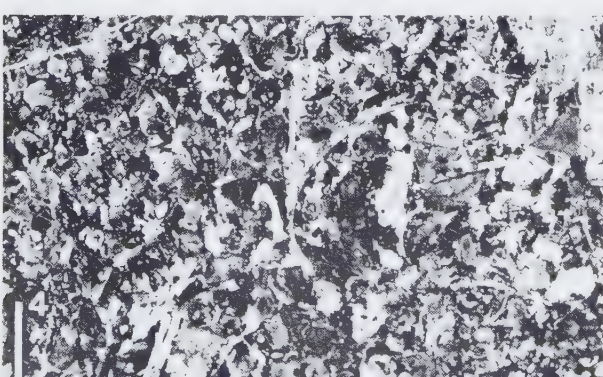
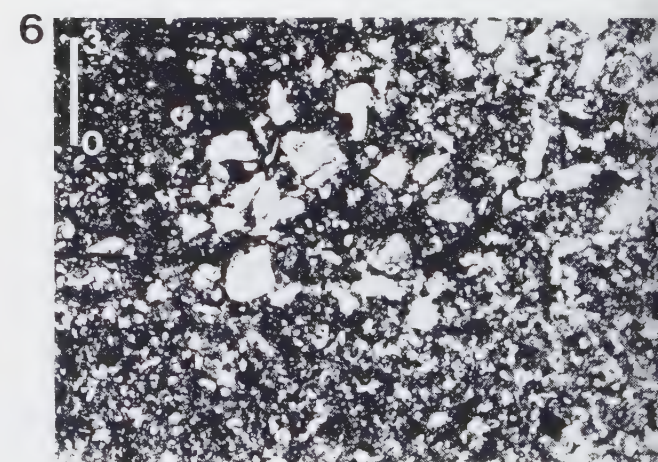
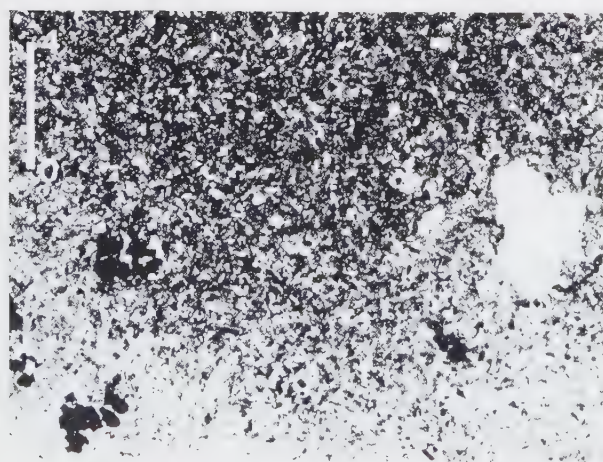
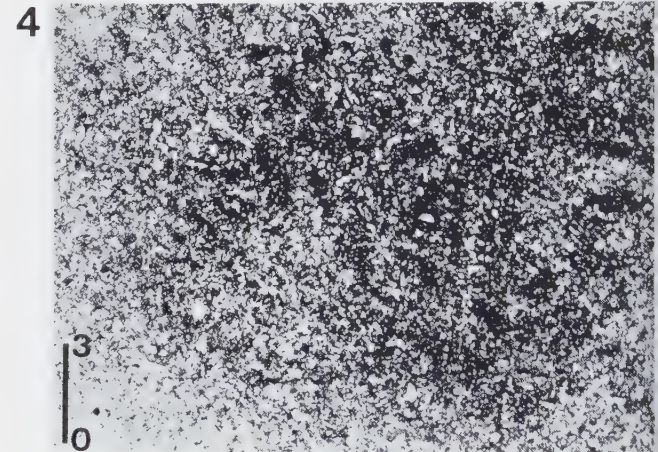
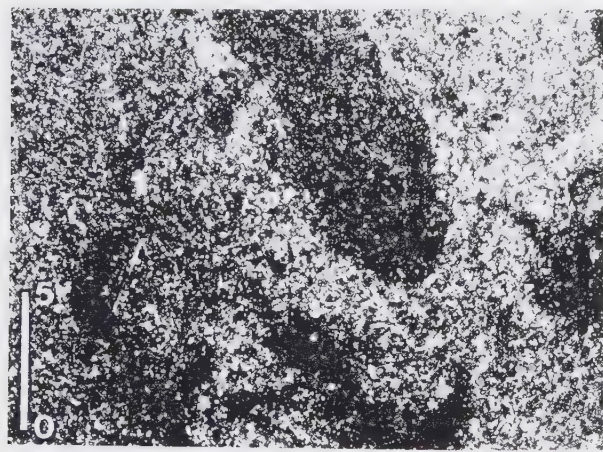


Planche VII : Formation de Fraissinet (2), variations cévenoles de la formation des Schistes Carton, Formation du Lempézou, Formation de la Combe-Albert

Fig. 1 : Bd – 20

Wackestone à spicules et entroques.

Formation de Fraissinet, épisode marneux des séquences pélagiques.

Fig. 2 : Bd – 21

Wackestone à entroques et spicules. Absence de Foraminifères.

Formation de Fraissinet, épisode calcaire des séquences pélagiques.

Fig. 3 : Bd – 23

Wackestone à packstone spiculitique. Rares entroques. Bioturbation intense. Quartz gréseux assez fréquent.

Formation de Fraissinet, séquences spiculitiques.

Fig. 4 : Bd – 25

Packstone bioclastique (échinodermes, lamellibranches, brachiopodes, spicules) à quartz fréquent.

Formation de Fraissinet, banc sommital condensé.

Fig. 5 : Bd II-9

Pack- à grainstone pyriteux. Néoformation de dolomie dans un calcaire à entroques (syntaxial overgrowth). Galets anguleux de granite. Quartz.

Formation des Schistes Carton ; faciès oxygéné en bordure cévenole.

Fig. 6 : LP – 8

Grès à passées conglomératiques très peu mûres. Ciment dolomitique. Quartz, quartz polycrystallin, plagioclase et feldspaths alcalins.

Formation du Lempézou, toit de séquence.

Fig. 7 : Gh – 36

Grainstone, partiellement packstone encrinitique. Dasycladacées, lamellibranches, bryozoaires.

Formation de la Combe Albert.

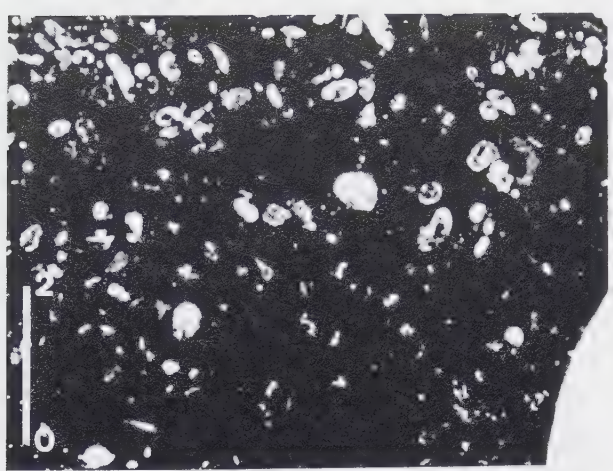
Fig. 8 : Tr – Sc

Wackestone bioclastique (ammonites, brachiopodes, filaments, lamellibranches). Rares grains de quartz.

Formation des Schistes Carton ; faciès réduit oxygéné de la bordure sud-cévenole.

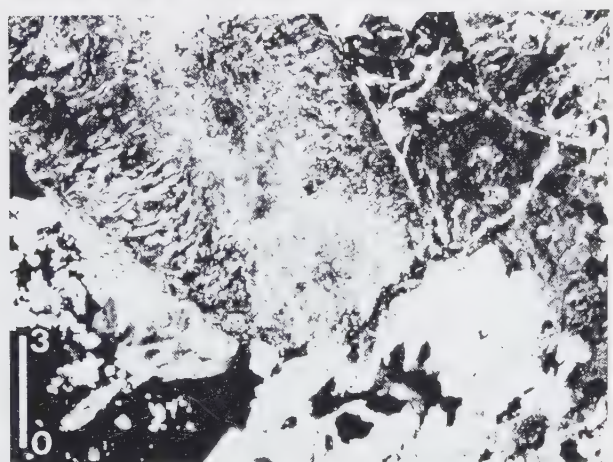
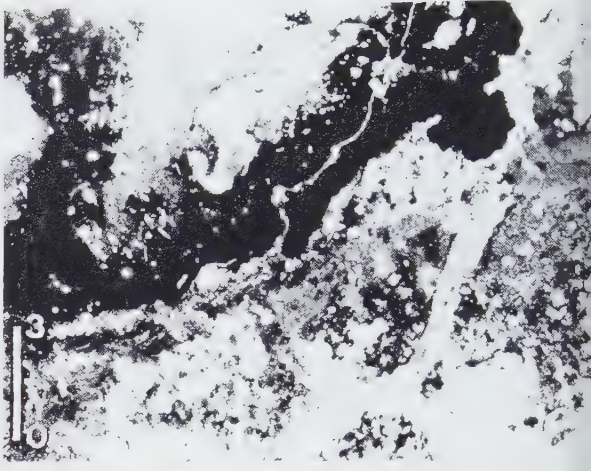
PLANCHE n° 8

dimensions en mm



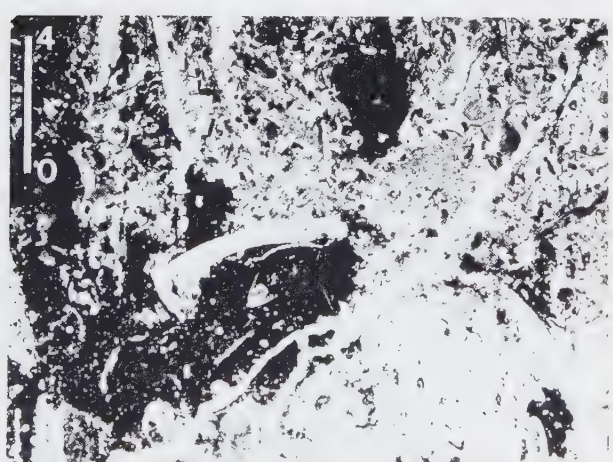
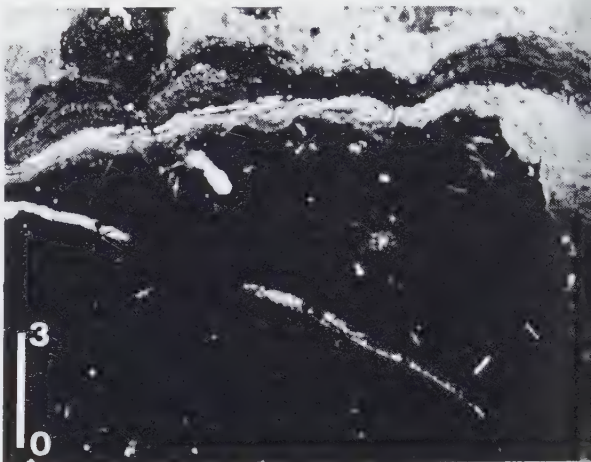
1

2



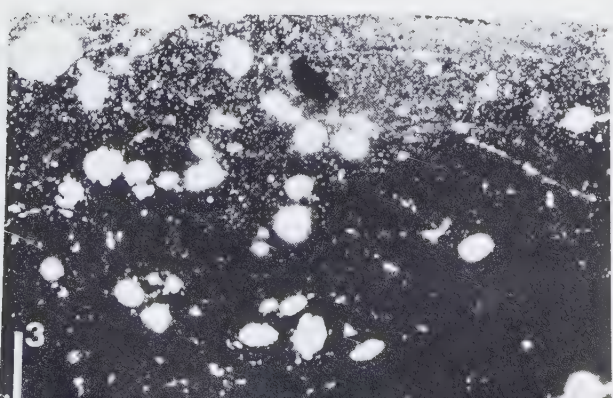
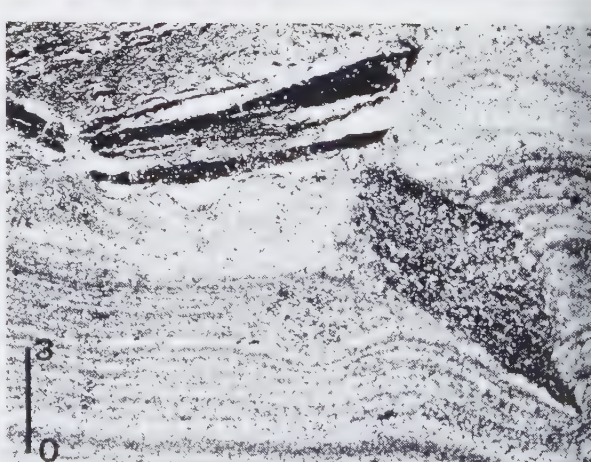
3

4



5

6



7

Planche VIII : Formation de Villeneuve, variations sur les seuils du Languedoc et du Rouergue. Formation de Fontaneilles (niveau de Murène et oolithe d'Aurières). Variation rouergate de la formation des Schistes Carton

Fig. 1 : M – 8

Wackestone à entroques formant les nucleus d'ooïdes ferrugineuses. La structure concentrique, remplacée par la sidérite n'est plus observable.

Oolithe du Guilhomard, séquence basale des marnes de Villeneuve.

Fig. 2 – Fig. 3 : 34 – 04

Wackestone calcaire, en grande partie remplacé par de la phosphorite (spicules, foraminifères) ; remplacé en second lieu par du gypse, injectant la roche mère par des fissures ou (Fig. 3 à gauche en bas) par des borings. Une épaisse croûte limonitique (Fig. 2) protège la roche originale du remplacement par les évaporites.

Couches Blanches, variations évaporitiques du seuil du Languedoc.

Fig. 4 : 34 – 08

Un galet d'oolithe ferrugineuse (voir fig. 1) forme le substratum taraudé (algues ?) pour des stromatolithes encroûtants. Les algues sont calcaires, mais le gypse est présent dans les interstices, riches en matière organique. Les stromatolithes calcaires sont à leur tour enrobés de stromatolithes phosphatés.

Niveau de Murène, séquence basale des marnes inférieures de Fontaneilles sur les seuils.

Fig. 5 : 46 – 07

Brèche à éléments micritiques, anguleux. Ciment sparitique. Entroques, lamellibranches, brachiopodes.

Calcaires de Salles, séquences terminales à très haute énergie.

Fig. 6 : 46 – 05

Bioclasts et laminites non granoclassées colmatant un karst. Néof ormation de calcite dans les lamines plus grossières.

Formation des Schistes Carton ; argiles jaunes lacustres (?) du seuil du Rouergue.

Fig. 7 : 46 – 03

Wackestone oolithique. Néof ormation de carbonate dans la matrice argileuse. Ooïdes phosphatés à structure radiaire, ou remplacement partiel ou intégral par la sidérite.

Oolithe d'Aurières ; séquence basale des marnes inférieures de Fontaneilles en cas d'absence des Schistes Carton.



1



2 - Planches IX - XIV : Présentation des faciès

Planche IX : Généralités

Fig. 1

Vue sur la coupe-type du Domérien bassinai, à Villeneuve (Aveyron). Les assises claires correspondent aux marnes à altération blanchâtres représentant les Couches Blanches du Domérien supérieur réduit.

Fig. 2

Les marnes de Fontaneilles sont composées dans leurs parties inférieures d'alternances de niveaux argileux gris et de niveaux clairs, plus calcaires. Ces niveaux calcaires sont d'une continuité remarquable à travers toute la bordure occidentale du bassin des Causses. Partie supérieure de la coupe-type.

Fig. 3

Les réductions maximales des épaisseurs sur le seuil du Languedoc sont atteintes au Sud de la faille de l'Escalette. Vue du Pas de l'Escalette vers la coupe de la Sambuguède (Hérault).

1 = Sinémurien calcaire ; 2 = en disconformité d'érosion : oolithes phosphatées (Guilho-mard) et marnes à gauche, réduits à quelques centimètres de brèche gypseuse à droite ; 3 = Toarcien, avec Schistes Carton égalisant le relief hérité du Domérien ; Toarcien moyen condensé (niveau de Murène) et marnes supérieures de Fontaneilles (zones à pseudoradosa p.p. et aalensis) ; 4 = Dogger dolomitique.

Fig. 4

Sur la marge lozérienne, les marnes toarciennes surmontent des assises carbonatées ou gréseuses du Lias moyen. Vue du Sud vers la "Pierre Plantée" (Lozère).

1 = Granite du Mont Lozère ; 2 = Lias inférieur dolomitique ; 3 = Formation des Bondons couronnée du grès du Lempézou ; 4 = Formation de Fraissinet calcaire, légèrement gréseuse et glauconitique ; 5 = Toarcien supérieur et calcaires à Cancellophycus.

PLANCHE n° 10



Planche X : Le Domérien supérieur

Fig. 1

Niveau granoclassé dans les Couches Blanches de Saint-Georges-de-Luzençon (Aveyron). La phase grossière (au niveau de l'échelle) est composée de bioclasts (pectinides, bélemnites, crinoïdes) en provenance des Calcaires de Salles du Rouergue. La phase fine, riche en kaolinite, montre des stratifications entrecroisées et des laminations parallèles.

Fig. 2

Le Domérien supérieur du seuil du Languedoc est partiellement représenté par une brèche à matrice gypseuse, remaniant des calcaires Sinémuriens et des niveaux Domériens plus anciens.

Coupe de La Sambuguède (Hérault).

Fig. 3

Sur la marge lozérienne, des glissements synsédimentaires s'observent fréquemment dans les séquences terminales de la formation de Fraissinet.

Coupe du Col du Perjuret (Lozère).

Fig. 4

Thalassinoïdes sp. et autres traces de crustacés à la base du Domérien supérieur encrinitique et détritique d'Aurières (Gard).



1



2



3



4

Planche XI : Les Schistes Carton

Fig. 1

Un banc calcaire près de la base de la formation montre des signes de courants longitudinaux. A Liaucous (Aveyron), près du Rozier, ce banc se débite en chenaux parallèles.

Fig. 2

Dans ces chenaux, on observe des stratifications obliques à angles prononcés.

Fig. 3

Une lacune stratigraphique, documentée sédimentologiquement par des nodules phosphatés noirs et des bélemnites corrodées caractérise le passage des Couches Blanches bioturbées aux Schistes Carton anoxiques.

Coupe de Suèges (Aveyron).

Fig. 4

Les macrorestes végétaux sont fréquents dans toute la formation des Schistes Carton. Cornus, Aveyron.



Planche XII : Formation des Schistes Carton (suite)
et Formation de Fontaneilles

Fig. 1

Dans les parties inférieures des Schistes Carton, une varvation parfaite est évidente. Des nodules calcaires, riches en pyrite, Vanadium et autres éléments enrichis diagénétiquement se développent dans les varves blanches (calcaires).

Roquefort, Aveyron.

Fig. 2

Un horizon à gros nodules calcaires contenant des ammonites non-écrasées et des faunes benthiques se poursuit à travers toute la partie occidentale du bassin des Causses. Basée sur l'étude de ces nodules, la compression des schistes peut être évaluée. Elle excède un facteur 10 dans ces niveaux très argileux, en étant vraisemblablement moins forte dans les séquences basales varvées plus calcaires.

Roquefort, Aveyron.

Fig. 3

De minces niveaux anoxiques surmontant des termes condensés à phosphate et bélemnites se trouvent au passage des marnes inférieures de Fontaneilles aux marnes supérieures. Le contexte paléotectonique à cette époque correspond à celui du passage du Domérien au Toarcien.

Coupe de Fontaneilles, Aveyron.

Fig. 4

Des nodules phosphatiques à structures concentriques caractérisent le niveau de Murène au coeur du seuil languedocien.

Coupe de La Sambuguède, Hérault.



Planche XIII : Les marges (1)

Fig. 1

Sédimentation lacunaire au nord du dôme de Gorniès (Aurières, Gard).

1 = "Sinémurien"

2 = Calcaires marneux encrinétiques et glauconitiques du Carixien supérieur et du Domérien (formation de Fraissinet)

3a = Oolithe d'Aurières (Toarcien moyen p.p.)

3b = Marnes supérieures des Fontaneilles.

Coupe d'Aurières.

Fig. 2

Discordance angulaire à la base du Carixien supérieur.

Coupe d'Aurières (Gard).

Fig. 3

Load- et groove casts à la base d'une séquence resédimentée.

Membre de Mende, coupe de Gardès (Lozère).

Fig. 4

Chenaux à stratifications grossièrement entrecroisées. Calcaires à entroques de la formation de la Combe-Albert.

Coupe du Villaret (Gard).

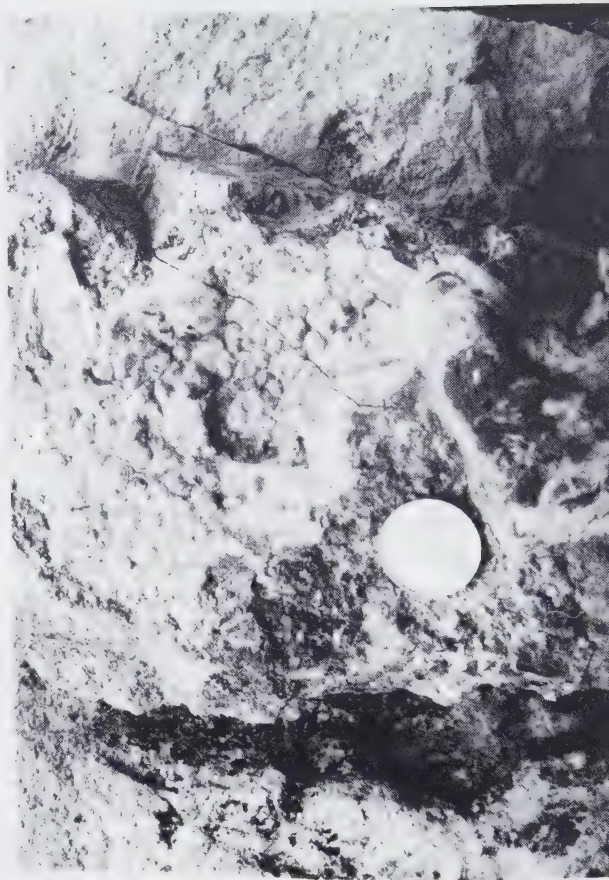
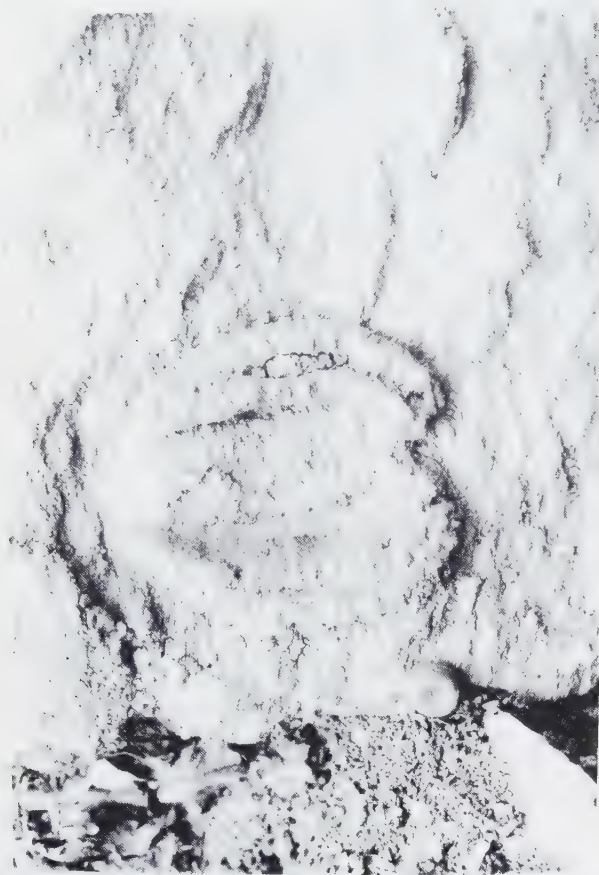


Planche XIV : Les marges (2)

Fig. 1

Calcaires de Salles, près de Cruéjols (Aveyron). *Aequipecten aequivalvis* en position de vie (?) ensevelie par des apports de sables encrinitiques en provenance du seuil du Rouergue.

Fig. 2

Encroûtement stromatolithique phosphaté de l'oolithe d'Aurières.
Coupe d'Aurières (Gard).

Fig. 3

Sommet de séquence de beach-sand, à stratification oblique silicifiée, tronquée par la prochaine séquence à grain plus fin et stratification parallèle.
Formation du Lempézou, coupe-type.

Fig. 4

Grès du Lempézou pénétrant des fissures karstiques dans des calcaires héttangiens.
Causse Bergognon, Lozère.

C - ANALYSES PALYNOLOGIQUES

Quatre échantillons ont été soumis à une analyse palynologique par Monsieur N. PANTIC. Bien que l'échantillonnage soit insuffisant, les résultats sont présentés ici pour encourager de futures études.

Le but de l'étude était d'ajouter un élément biologique aux analyses sédimentologiques et géochimiques entreprises préalablement. Les résultats permettent d'obtenir une idée de la végétation couvrant les îlots voisins du bassin des Causses ; les déductions de variations climatiques doivent cependant être confirmées par d'autres études.

Les échantillons considérés sont :

- 009 : Calcaires marneux du sommet de la formation du Bourg ; Carixien terminal (ANTIGNES).
- D27 : Marnes du sommet de la zone à margaritatus ; Domérien moyen. (TOURNADOUS).
- AT5 : Formation des Schistes Carton ; Toarcien inférieur. (ANTIGNES).
- X : Marnes de la zone à pseudoradiosa ; Toarcien supérieur. (LE CLAPIER).

Parmi ces échantillons en provenance de la bordure sud du bassin, D27 et X ont fourni de bons résultats ; 009 et AT5 n'ont fourni que peu de sporomorphes de mauvaise qualité. L'interprétation de ces résultats est donc sujette à caution.

009 :

Les éléments planctoniques font défaut dans cet échantillon . Les éléments terrigènes sont uniquement constitués de débris de bois et de restes de cuticula.

Les grandes masses de restes végétaux translucents peuvent être assimilées à une côte très voisine. Ceci est confirmé par la reconstitution paléogéographique (fig. 23a).

D27 :

L'échantillon est caractérisé par une teneur réduite en palynomorphes. Les composants terrigènes et planctoniques sont représentés.

Parmi les terrigènes, les conifères et les cycadophytes dominant. Les protoconifères forment l'essentiel des conifères (T. XV : 2, 6). Les podocarpites et les Alisporites sont également importants (T. XV, 3, 5, 7). Les Classopollis s.l. sont peu fréquents. Les cycadophytes sont représentés par plusieurs types (T. XV, 10, 11). Peu de spores ont été trouvées, mais leur conservation est remarquable (T. XV, 1, 4).

Les palynomorphes planctoniques sont représentés par trois groupes. Si les acritarches (T. XV, 14, 15) dominant, la présence de dinoflagellés (T. XV, 12) et de rares restes de foraminifères chitineux (T. XV, 12) est toutefois à signaler.

Le pourcentage insignifiant en spores indique qu'une végétation palustre n'était guère développée au Domérien. Ceci contraste vivement avec le Toarcien supérieur (voir éch. X). La bonne préservation des palynomorphes indique que la terre n'était pas éloignée. L'assemblage des flores témoigne d'un climat légèrement plus sec qu'au Toarcien supérieur.

AT5 :

Peu de sporomorphes ont été trouvés dans cet échantillon. Les terrigènes sont pauvres en espèces par rapport aux échantillons antérieurs ou suivants. Le genre Retitri-laetes domine. Les autres palynomorphes terrigènes et planctoniques ressemblent à ceux de l'échantillon suivant.

La présence fréquente de fusite et la rareté des sporomorphes indique que les domaines marécageux étaient encore peu développés au Toarcien inférieur.

X :

Le palynofaciès le plus intéressant se trouve dans cet échantillon. Il a livré plusieurs éléments terrigènes et planctoniques.

Parmi les terrigènes, l'abondance des sporomorphes est évidente (T. XVI, 1-9, 13). La conservation est assez bonne.

Les conifères sont également importants, et là encore, ce sont les protoconfières (T. XVII, 3) et les podocarpites (T. XVI, 12) qui dominent. Les genres Pitiosporites et Alisporites sont représentés par une espèce, tandis que les représentants de Araucarites et du groupe des Classopollis sont rares. Les cycadophytes (T. XVII, 3, 4) sont peu fréquents par rapport aux protoconifères.

Les palynomorphes planctogènes sont également relativement fréquents. Trois types différents peuvent être identifiés :

- les restes de foraminifères chitineux (T. XVII, 7, 8, 10)
- les acritarches (T. XVII, 13)
- les dinoflagellés, notamment Nannoceratopsis, typique de la période (T. XVII, 11, 12).

Les composants terrigènes de cette assemblée permettent de se faire une idée du développement végétal sur les bordures du bassin de sédimentation. Les bordures du bassin étaient peuplées de différents-types de spores dans un milieu palustre, tandis qu'à l'intérieur des îles, les forêts de conifères et de cycadophytes prédominaient. La signification des classopollis demeure incertaine (palustre ou indicateur de climats secs ?). Le palynofaciès indique un climat chaud et humide ; il semble évident que le climat soit plus humide qu'au Domérien. Rappelons que c'est précisément au Domérien supérieur que les évaporites du seuil du Languedoc sont formés... Pourtant l'absence de sporomorphes au Domérien pourrait également être due au fait que les activités tectoniques de la fin du Domérien aient réduit l'étendue des plaines côtières. Des recherches plus complètes seraient nécessaires.

Plusieurs types de sporomorphes et de confières indiquent une proximité relative de la terre ferme ; pourtant la fréquence des palynomorphes planctoniques exclut une proximité immédiate. La bonne conservation des palynomorphes interdit également une trop grande profondeur de dépôt (supérieure à 200 mètres).

En guise de conclusion, on peut dire que l'étude palynologique confirme les résultats obtenus par la sédimentologie et la géochimie.

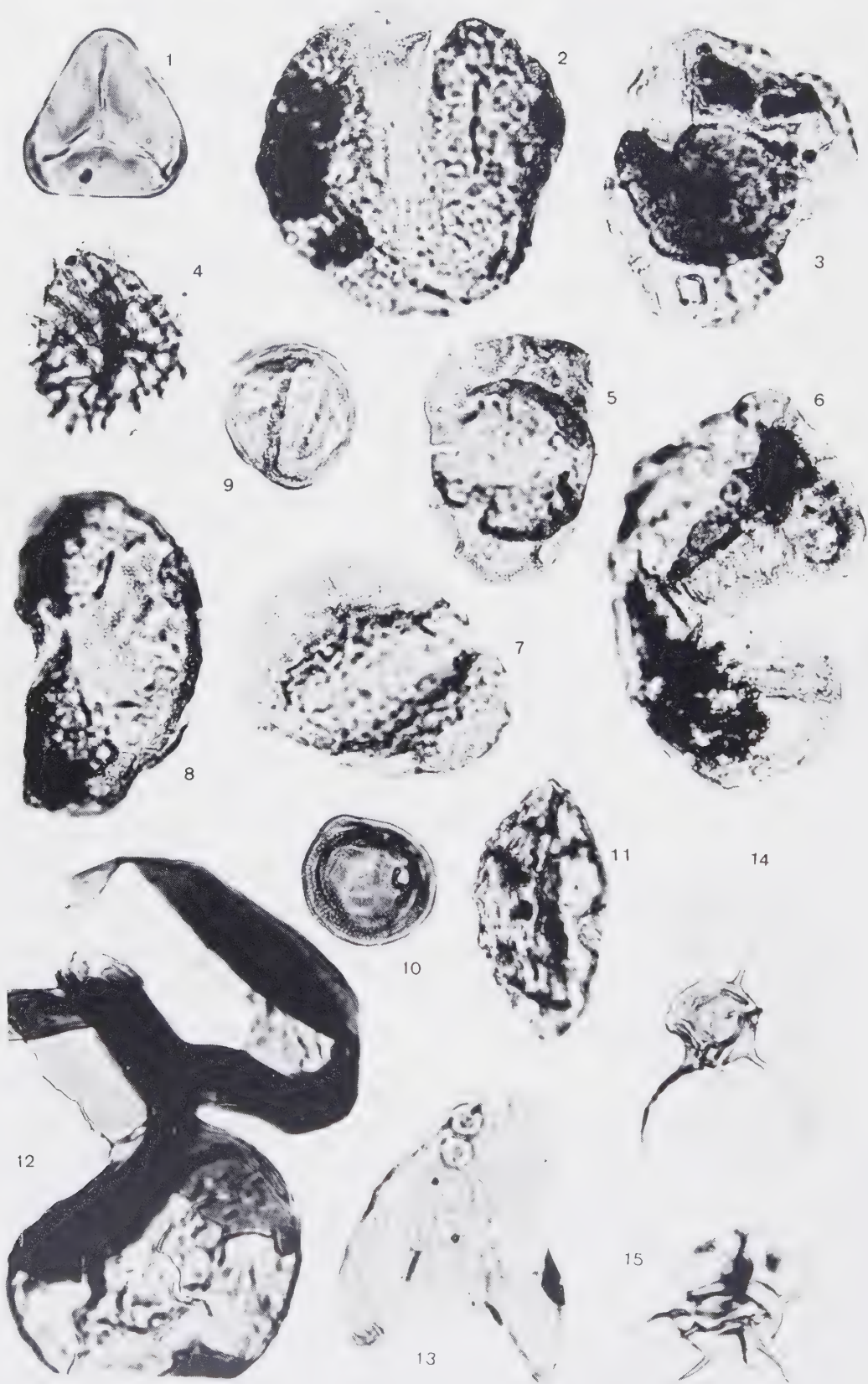
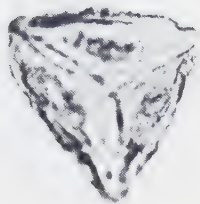
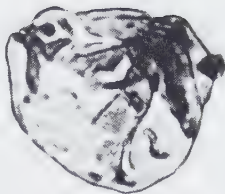


Planche XV

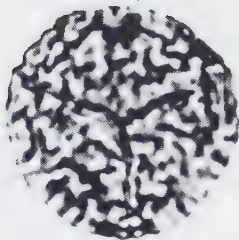
- 1) Dictyophyllidites harrisi COUPER
- 2) Quadraeculina sp.
- 3) Podocarpidites cf. verrucosus VOLKHEIMER
- 4) Lycopodiumsporites cf. austroclavatidites (COOKSON) POTONIE
- 5) Podocarpidites sp.
- 6) Protopicea cf. exilioides (BOLKH.) POCOCK
- 7) Alisporites sp.
- 8) Pityosporites sp.
- 9) Classopollis sp.
- 10) Classopollis chatenovi REYRE
- 11) Cycadopites sp.
- 12) Microforaminifera
- 13) Nannoceratopsis gracilis ALBERTI
- 14) Veryhachium sp.
- 15) "



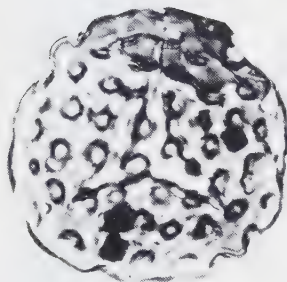
1



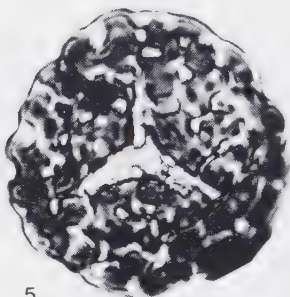
2



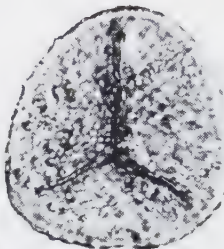
3



4



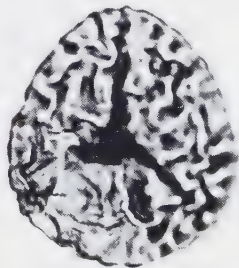
5



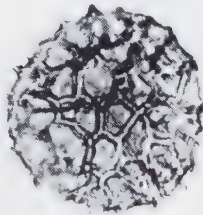
6



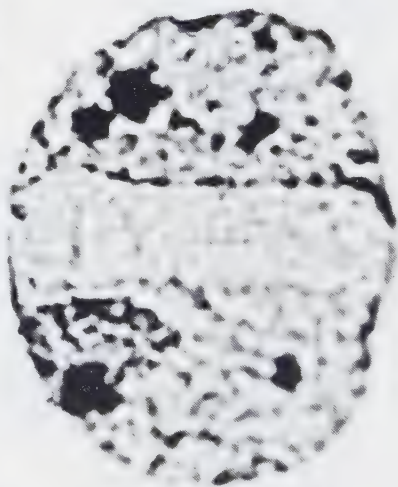
7



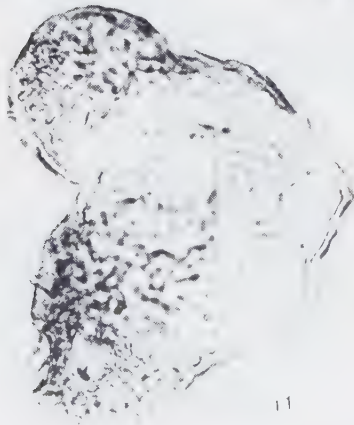
8



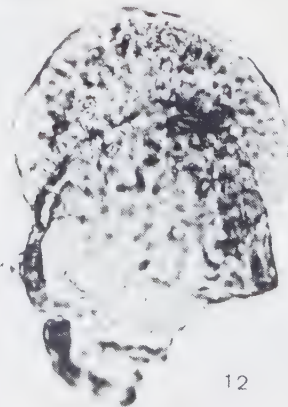
9



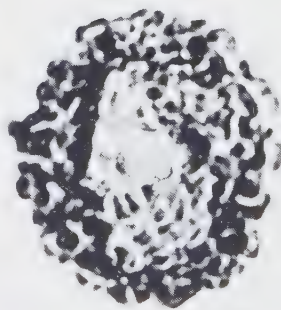
10



11



12



13

Planche XVI

- 1) *Sporites* sp.
- 2) *Densosporites* sp.
- 3) *Camarozonsporites* sp.
- 4) *Klukisporites* sp.
- 5) "
- 6) *Neoraistrickia trichosa* FILATOV
- 7) *Leptolepidites* cf. *major* COOPER
- 8) *Camarozonsporites* sp.
- 9) *Lycopodiumsporites* aff. *rosewa* KENSIS & JERSE
- 10) *Alisporites* sp.
- 11) *Pityosporites* sp.
- 12) *Podocarpidites* sp.
- 13) *Verrucosisporites* sp.

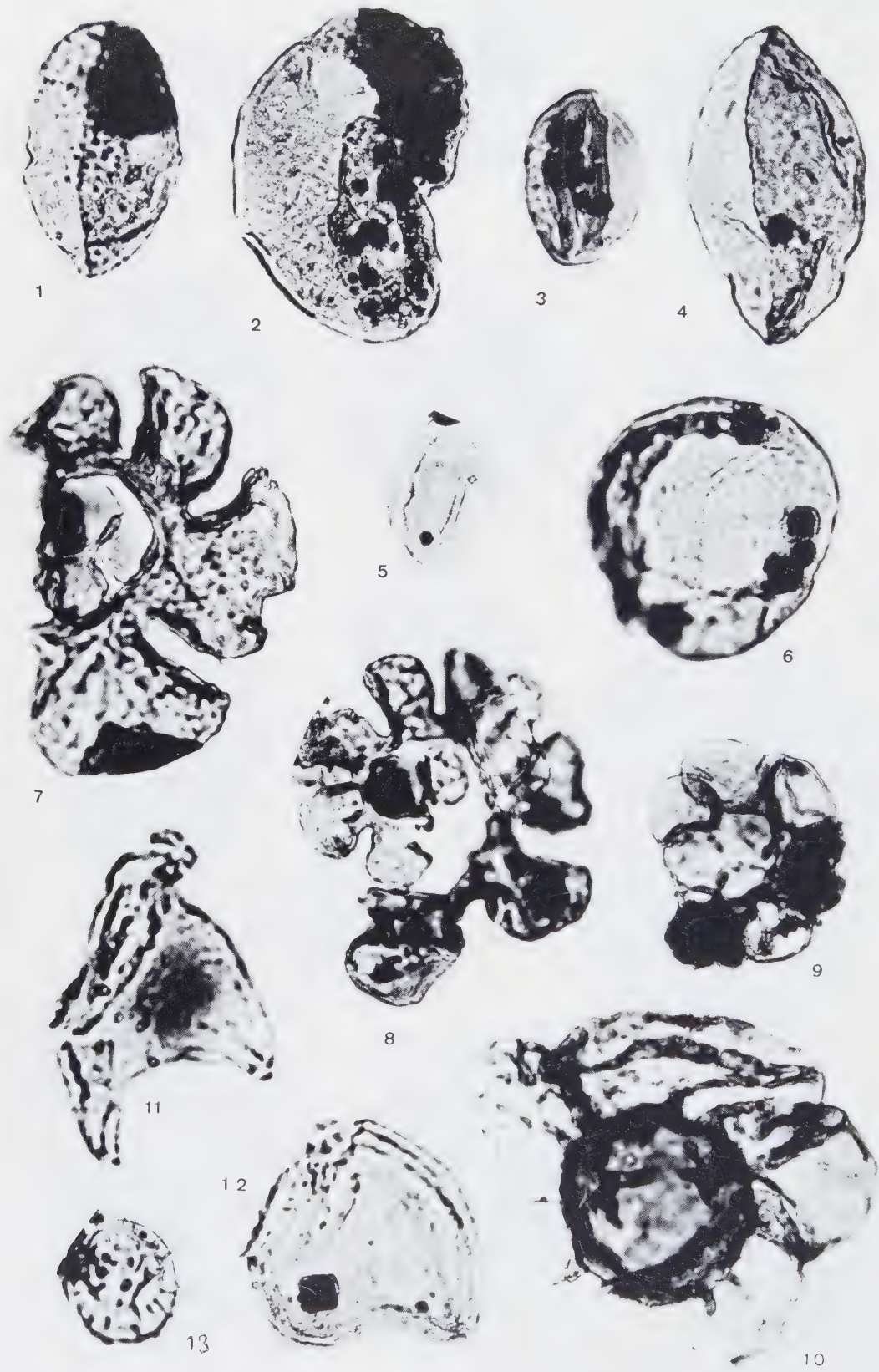


Planche XVII

- 1) Cycadopites sp.
- 2) Protopicea sp.
- 3) Cycadopites (Androstrobus) cf. manis (HORRIS) ARJANG
- 4) Cycadopites sp.
- 5) Lucomidites sp.
- 6)
- 7) Microforaminifera
- 8) "
- 9) "
- 10) "
- 11) Nannoceratopsis gracilis ALBERTI
- 12) Nannoceratopsis sp.
- 13) Micrhystridium sp.

D - COMPILATIONS GEOCHIMIQUES

1 - Coupe de Rivière sur Tarn

a) La Palange (Formation du Bourg)

Spectrométrie U.V. : concentrations sur échantillons calcinés à 900 C

Type échantillon : 190 (section n° 1)

Numéro éch.	N° ter. ou côte	C	Pb ppm	Zn ppm	Cu ppm	Mo ppm	Ba ppm	Ag ppm	Bi ppm	W ppm	Sn ppm	P ppm
734439	P 0	*	10	18	32	4	258	3	5	200	10	200
734440	P 4	*	10	6	16	4	304	3	5	200	10	200
734441	P 5	*	10	33	32	4	326	3	5	200	10	200
734442	P 11		10	24*	15	4	301	3	5	200	10	200
734443	P 12	*	10	100	21*	4	216	3	5	200	10	200
734444	P 13	*	10	19	19	4	293	3	5	200	10	200
734445	P 19		10	13*	12*	4	204	3	5	200	10	200
734446	P 20	*	10	40*	19*	4	250	3	5	200	10	200
734447	P 26 B		10	34	32	4	295	3	5	200	10	200
734448	P 27		10	20	28	4	304	3	5	200	10	200
734449	P 30		19	28	31	4	301	3	5	200	10	200

Type échantillon : 190 (section n° 2)

Numéro éch.	N° ter. ou côte	C	B ppm	V ppm	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm	Sr ppm	Sc ppm	As ppm	Sb ppm	Ga ppm
734439	P 0	*	162	166	123	52	10	129	30	50	50	12
734440	P 4	*	202	192	130	55	10	118	30	50*	50	13*
734441	P 5	*	200	229	191	75	10	122	30	50	50	20
734442	P 11		195	175	143	20	10	170	30	50	50	14
734443	P 12	*	124	119	115	21	10	122	30	50	50	5
734444	P 13	*	205	165	141	16	10	164	30	50	50	19
734445	P 19		140	121	106	10	10	131	30	50	50	5
734446	P 20	*	176	154	136	12	10	184	30	50	50	7
734447	P 26 B		200	158	149	58	10	117	30	50	50	15
734448	P 27		239	173	152	51	10	131	30	50	50	22
734449	P 30		242	157	156	73	18	110	30	50	50	24

Type échantillon : 190 (section n° 3)

Numéro éch.	N° ter. ou côte	C	Ge ppm	Be ppm	Zr ppm	Mn ppm	Fe ₂ O ₃ %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %	TiO ₂ %
734439	P 0	*	30	10	250	47	4	68	18	0.1	0.9	0.75
734440	P 4	*	30	24	250	49	4	63	22	0.1	1.7	0.99
734441	P 5	*	30	23	250	57	5	62	27	0.1	1.1	0.99
734442	P 11		30	23	250	45	4	63	24	0.2	1.2	0.99
734443	P 12	*	30	10	250	25	3	68	16	0.1	0.5	0.69
734444	P 13	*	30	25	250	53	4	65	24	0.1	1.3	1.00
734445	P 19		30	10	250	26	3	70	14	0.1	1.0	0.73
734446	P 20	*	30	20	250	32	4	69	19	0.1	1.4	0.94
734447	P 26 B		30	33	250	48	5	60	23	0.2	1.4	1.10
734448	P 27		30	31	250	78	5	63	28	0.1	2.2	1.05
734449	P 30		30	24	250	119	6	65	27	0.2	2.3	0.99

b) Villeneuve

Spectométrie U.V.: Concentrations sur échantillons calcines à 900 C

NUMERO ECH.	NO. TER- OU CUIF	Cl	Ge, PPM	BE, PPM	Zr, PPM	MN, PPM	FE2O3, %	SiO2, %	AL2O3, %	CAO, %	MGO, %	Y2O2, %	SOMME MAJ.,%	PERTE FEU, %
734465	V-1	+	< 30	29	< 250	115	6	60	32	< 0.1	1.9	1.07	101.48	5.91
734466	V-2		< 30	32	< 250	89		67	33	0.1	2.2	1.11	108.38	6.40
734467	V-3b		< 30	30	< 250	123	5	59	36	0.2	1.6	1.10	103.11	6.73
734468	V-3A		< 30	37	< 250	80	5	54	31	0.2	1.7	1.00	92.73	6.05
734469	V-4B		< 30	30	< 250	125	5	55	32	0.1	1.9	0.99	95.26	6.27
734470	V-4C		< 30	34	< 250	142	6	55	36	0.1	2.0	1.04	99.98	6.70
734471	V-5A	+	< 30	36	< 250	102	6	57	32	< 0.1	1.9	1.06	98.21	6.34
734472	V-5B		< 30	40	< 250	97	6	55	33	0.1	1.7	1.08	97.48	6.02
734473	V-5C	+	< 30	42	< 250	120	6	55	33	< 0.1	2.0	1.10	99.87	6.29
734474	V-6		< 30	59	< 250	154	6	55	34	< 0.1	1.7	1.33	90.95	7.93
734475	V-9		< 30	76	470	130	6	55	49	0.1	2.1	1.41	114.10	7.74
734476	V-10A	+	< 30	50	< 250	144	6	53	41	< 0.1	1.3	1.14	101.84	8.11
734477	V-10B	+	< 30	55	< 250	168	6	57	33	< 0.1	1.7	1.26	99.13	7.55
734478	V-10C	+	< 30	41	271	241	7	53	35	< 0.1	1.9	1.13	96.12	7.34
734479	V-12A	+	< 30	53	< 250	142	5	59	36	< 0.1	1.6	1.23	103.03	8.28
734480	V-12B	+	< 30	32	< 250	1299	18	47	32	< 0.1	2.1	1.01	101.55	8.49
734481	V-14B	+	< 30	68	< 250	140	6	56	35	< 0.1	1.2	1.37	90.82	6.43
734482	V-16B		< 30	72	< 250	152	6	56	33	0.1	1.8	1.39	97.89	9.92
734483	V-17	+	< 30	75	< 250	83	5	55	40	< 0.1*	1.1	1.43	102.39	10.07
734484	V-18A	+	< 30	48	< 250	189	6	59	37	< 0.1	2.2	1.19	104.96	7.81
734485	V-18B	+	< 30	58	< 250	140	5	58	35	< 0.1	1.8	1.30	100.55	8.12
734486	V-18C	+	< 30	58	< 250	144	5	59	37	< 0.1	1.6	1.30	104.35	8.14
734487	V-18D	+	< 30	53	< 250	184	6	57	34	0.3	1.7	1.24	100.62	7.94
734488	V-18E	+	< 30*	49	< 250	147	5	55	31	< 0.1	1.4	1.20	93.63	7.42
734489	V-19		< 30	40	< 250	134	5	58	32	0.1	2.0	1.09	98.56	6.98
734490	V-21A		< 30	42	< 250	114	5	61	26	0.3	2.0	1.19	97.89	6.55
734491	V-21C	+	< 30	42	< 250	119	5	59	35	< 0.1	1.7	1.14	101.20	6.28

NUMERO ECH.	NUM. TER. OU COTE	ICI	PU, PPM	ZN, PPM	CU, PPM	MO, PPM	BA, PPM	AG, PPM	BI, PPM	W, PPM	SN, PPM	P, PPM
734465	V.1	*	< 10	27	50*	< 4	337	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734466	V.2		11	12	26	< 4	343	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734467	V.3B		< 10	24	19	< 4	564	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734468	V.3A		10	12	14	< 4	300	< 3	< 5	296	< 10	< 200
734469	V.4B		10	24	15	< 4	245	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734470	V.4C		16	45	17	< 4	321	< 3	< 5	206	< 10	< 200
734471	V.5A	*	28	23	19	< 4	302	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734472	V.5B		52	22	34*	< 4	329	< 3	< 5	< 200	26*	< 200
734473	V.5C	*	22	26	10	< 4	325	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734474	V.6	*	20	66	12	< 4	339	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734475	V.9		12	37	6	< 4	334	< 3	< 5	540	< 10	< 200*
734476	V.10A	*	20	52	11	< 4	340	< 3	< 5	376	< 10	356
734477	V.10B	*	15	44	10	< 4	372	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734478	V.10C	*	49*	117*	23	< 4*	327	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734479	V.12A	*	12	33	6	< 4	261	< 3	< 5	< 200	< 10	1539
734480	V.12B	*	41	65	15	< 4	367	< 3	< 5	276	< 10	< 200
734481	V.14B	*	22	49*	9	< 4	344	< 3	< 5	216	< 10	< 200
734482	V.16B		13	49	9	< 4	319	< 3	< 5	293	< 10	< 200
734483	V.17	*	28	35	10	< 4	352	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734484	V.18A	*	32	70	11	< 4	330	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734485	V.18B	*	14	53	11	< 4	334	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734486	V.16C	*	20	56	11	< 4	318	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734487	V.18D		28	56	14	< 4	331	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734488	V.18E	*	48*	76*	6	< 4*	304	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734489	V.19		23	46	19	< 4	320	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734490	V.21A		19	14	20	< 4	427	< 3	< 5	< 200	< 10	212
734491	V.21C	*	27	26	18	< 4						

NUMERO ECH.	NÚ. TER. OU LOTE	CI	B ₁ PPM	V ₁ PPM	CR ₁ PPM	NI ₁ PPM	CO ₁ PPM	SR ₁ PPM	SC ₁ PPM	AS ₁ PPM	SB ₁ PPM	GA ₁ PPM
734465	V.1	*	228	222	167	73	< 10	179	< 30	< 50	< 50	23
734466	V.2		249	198	165	59	< 10	151	< 30	< 50	< 50	28
734467	V.3A		242	206	168	48	< 10	172	< 30	< 50	< 50	27
734468	V.3B		239	217	172	45	< 10	150	< 30*	< 50	< 50	23
734469	V.4B		241	202	166	41	< 10	138	< 30	< 50	< 50	21
734470	V.4C		244	211*	196	56	< 10	153	< 30	< 50	< 50	28
734471	V.5A	*	266	183	172	49	< 10	161	< 30	< 50	< 50	27
734472	V.5B		235	188	175*	69*	< 10	150	< 30	< 50	< 50	21
734473	V.5C	*	255	200	179	54	< 10	189	< 30	< 50	< 50	26
734474	V.8	*	202	239	184	62	< 10	136	< 30	< 50	< 50	26
734475	V.9		210	350	238*	70	< 10	236*	< 30	< 50*	< 50	38*
734476	V.10A	*	140	330	231	72	< 10	224*	< 30	< 50	< 50	30
734477	V.10B	*	214	268	178	59	< 10	164	< 30	< 50	< 50	27
734478	V.10C	*	167	333*	216	88	< 10	165	< 30	< 50	< 50	35
734479	V.12A	*	197	237	150	52	< 10	152	< 30	< 50	< 50	27
734480	V.12B	*	194	220	130	84	< 10	130	< 30	< 50	< 50	27
734481	V.14B	*	197	236	185	63	< 10	178	< 30	< 50	< 50	30*
734482	V.16B		203	228	166	57	< 10	132	< 30	< 50	< 50	26
734483	V.17	*	183	243	169	51	< 10	200	< 30	< 50	< 50	34
734484	V.18A	+	207	271	202	67	< 10	144	< 30	< 50*	< 50	34
734485	V.18B	*	201	261	206	56	< 10	151	< 30	< 50	< 50	27
734486	V.18C	*	216	240	212	66	< 10	160	< 30	< 50	< 50	33
734487	V.18D		230	209	188	69	< 10	160	< 30	< 50	< 50	35
734488	V.18E	+	211	231	207	52	< 10	150	< 30	< 50*	< 50*	36*
734489	V.19		230	205	210	62	< 10	166	< 30	< 50	< 50	27
734490	V.21A		221	216	151	30	< 10	282	< 30	< 50	< 50	22
734491	V.21C	*	210	508	186	29	< 10	372	< 30	< 50	< 50	29

c) Villeneuve-Suite

Spectrométrie U.V.: Concentrations sur échantillons calcines à 900 C

NUMERO ECH.	NO. TER. OU COTE	Cl	GE, PPM	BF, PPM	ZR, PPM	MN, PPM	FE2O3, %	SiO2, %	AL2O3, %	CAO, %	MGO, %	TiO2, %	SOMME MAJ.,%	PERTE FLU.,%
734450	SC 1		< 30	70	< 250	134	7	57	25	0.2	2.0	1.42	92.96	8.90
734451	SC 2	*	< 30	53	< 250	125	6	61	30	< 0.1	1.8	1.26	100.01	10.19
734452	SC 3		< 30	39	< 250	251	15	56	18	0.2	1.1	1.07	91.89	19.47
734453	SC 4C		< 30	49	< 250*	141	6	59	26	0.2	1.8	1.15	95.79	18.24
734454	SC 5		< 30	28	< 250	127	6	61	28	0.1	1.3	0.98	96.93	15.56
734455	SC 6		< 30	47	< 250	154	7	60	27	0.3	1.8	1.16	97.86	23.57
734456	SC 7	*	< 30	< 10	< 250	88	46	30	10	0.2	< 0.5	0.46	87.69	25.86
734457	SC 8B		< 30	39	< 250	101	5	64	28	0.3	1.9	1.10	100.38	17.59
734458	SC 11		< 30	40	< 250	151	6	60	27	0.1	1.5	1.13	95.66	15.63
734459	SC 12B		< 30	50	< 250	101	5	58	32	0.2	1.7	1.21	99.36	9.48
734460	SC 15		< 30	41	< 250	163	6	59	31	0.2	1.7	1.16	99.37	11.78
734461	SC 16A	*	< 30	54	259	173	5	58	31	< 0.1	1.9	1.23	97.87	9.00
734462	SC 16B	*	< 30	43	< 250	209	7	59	31	< 0.1	1.9	1.18	99.60	7.63
734463	SC 16C	*	< 30	30	< 250	155	6	58	30	< 0.1	1.6	1.13	97.37	8.96
734464	SC 17	*	< 30	47	< 250	165	6	62	34	< 0.1	1.9	1.23	104.53	10.77

NUMERO ECH.	NO. IFR. OU COTE	Cl	B, PPM	V, PPM	CN, PPM	NI, PPM	CO, PPM	SR, PPM	SC, PPM	AS, PPM	SB, PPM	GA, PPM
734450	SC 1		212	444	166	70	19	233	< 30	< 50	< 50	18
734451	SC 2	*	196	449	160	27	12	400	< 30	< 50	< 50	26
734452	SC 3		143	209	87	65	18	316	< 30	< 50	< 50	13
734453	SC 4C		193	634*	252*	92*	< 10	395	< 30	< 50	< 50	28
734454	SC 5		175	449	156	43	< 10	340	< 30	< 50	< 50	17
734455	SC 6		207	729	174	85	15	377	< 30	< 50	< 50	28
734456	SC 7	*	88	223	28	64	18	191	< 30	177	< 50	< 5
734457	SC 8B		190	491	199	39	< 10	364	< 30	< 50	< 50	21
734458	SC 11		179	298	193	51	< 10	299	< 30	< 50*	< 50	23
734459	SC 12B		192	353	173	37	< 10	360	< 30	< 50	< 50	25
734460	SC 15		197	211	187	62	< 10	366	< 30	< 50	< 50	28
734461	SC 16A	*	192	263	103	50	16	357	< 30	< 50	< 50	26
734462	SC 16B	*	200	211	158	56	< 10	271	< 30	< 50	< 50	26
734463	SC 16C	*	177	206	152	56	12	258	< 30	< 50	< 50	24
734464	SC 17	*	202	208	168	74	< 10	336	< 30	< 50	< 50	32

NUMERO ECH.	N ^o . TER. OU CUIE	ICI	PH ^o PPM	ZN ^o PPM	CU ^o PPM	MO ^o PPM	BA ^o PPM	AG ^o PPM	BI ^o PPM	M ^o PPM	SM ^o PPM	P ^o PPM
734450	SC 1		21	45	57	<	292	<	3	<	<	< 200
734451	SC 2	*	36	86	27	<	309	<	3	<	<	< 200
734452	SC 3		104	77	81	6	940	<	3	<	<	< 200
734453	SC 4C		19	155	63	19*	364	<	3	390*	<	323
734454	SC 5		<	88	77	9	311	<	3	<	<	< 200
734455	SC 6		29	204	80	25	372	<	3	<	<	< 200
734456	SC 7	*	22	72	87	169	5593	<	3	<	<	< 200
734457	SC 8B		12	116*	38	37	402	<	3	<	<	< 200
734458	SC 11		16	46	45	<	361	<	3	<	<	< 200
734459	SC 12B		<	32	8	<	363	<	3	<	<	< 200
734460	SC 15		33	62	31	<	364	<	3	<	<	< 200
734461	SC 16A	*	<	49	14	<	375	<	3	210	<	< 200
734462	SC 16H	*	13	59	27	<	369	<	3	<	<	< 200
734463	SC 16C	*	20	62	38	<	355	<	3	<	<	< 200
734464	SC 17	*	26	55	24	<	395	<	3	<	<	< 200

d) Fontaneilles

Spectrométrie U.V.: Concentrations sur échantillons à 900 C

NUMERO fch.	NO. TER. OU COTE	IC	Pb PPM	ZN PPM	CU PPM	MO PPM	BA PPM	AG PPM	BI PPM	W PPM	SN PPM	P PPM
734423	F1-A		< 10	49*	5	< 4	391	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734424	F3-A		< 10	96*	9	< 4	393	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734425	F3-B		< 10	42	9	< 4	377	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734426	F4		< 10	52	10	24*	405	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734427	F6-A		< 10	54	12	< 4	368	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734428	F6-B		< 10	44	9	< 4	349	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734429	F12D		12	49	8	< 4	349	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734430	F13M		15	40	11	< 4	376	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734431	F13C		18	62	63*	< 4	361	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734432	F13F		28	275	57	< 4	448	< 3	< 5	439*	< 10	1246
734433	F14A		< 10	61	16	< 4	304	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734434	F14B		15*	95	39*	< 4	370	< 3*	< 5	< 200	< 10	< 200
734435	F14C		< 10	55	24	< 4	354	< 3	< 5	< 200	< 10	299
734436	F21A		11	66	27	< 4	391	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734437	F21B		< 10	57	20*	< 4	432	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
734438	F21C		14	65	15	< 4	423	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200

NUMERO fch.	NO. TER. OU COTE	IC	Is PPM	V PPM	CR PPM	NI PPM	CO PPM	SR PPM	SC PPM	AS PPM	SB PPM	GA PPM
734423	F1-A		184	184	153	40	< 10	244	< 30	< 50	< 50	23
734424	F3-A		184	195	169	47	< 10	326	< 30	< 50	< 50	27
734425	F3-B		193	200	166	45	< 10	298	< 30	< 50	< 50	28
734426	F4		186	205	334*	132*	< 10	330	< 30	< 50	< 50	32
734427	F6-A		197	202	174	52	< 10	259	< 30	< 50	< 50	28
734428	F6-B		189	200	168	40	< 10	226	< 30	< 50	< 50	26
734429	F12D		153	235	193	57	< 10	228	< 30	< 50	< 50	33
734430	F13D		202	206	178	59	< 10	301	< 30	< 50	< 50	30
734431	F13C		202	237	178	98	27	317	< 30	< 50	< 50	26
734432	F13F		206	283*	205*	102	26	348	< 30	< 50	< 50	31
734433	F14A		191	267	189	68	< 10	321	< 30*	< 50	< 50	25
734434	F14B		179	218	169	63	< 10	259	< 30	< 50	< 50	24
734435	F14C		200	245	183	58	< 10	368	< 30	< 50	< 50	28
734436	F21A		200	226	200	43	< 10	207	< 30	< 50	< 50	32
734437	F21B		185	177	177	42	< 10	212	< 30	< 50	< 50	29
734438	F21C		212	226	207	46	< 10	197	< 30	< 50	< 50	35

NUMERO ECH.	NUM. IER. OU COTE	ICI	GE, PPM	BE, PPM	ZR, PPM	MN, PPM	FE2O3, %	SiO2, %	AL2O3, %	CAO, %	HGO, %	TIO2, %	SOMME MAJ.,%	PERTE FEU,%
734423	F1-A		< 30	45	< 250	83	4	61	34	0.2	1.4	1.20	102.55	8.60
734424	F3-A	*	< 30	48	< 250	87	5	59	34	< 0.1	1.3	1.25	100.39	9.93
734425	F3-B		< 30	47	< 250	90	5	60	35	0.1	1.4	1.22	102.60	9.90
734426	F4		< 30	44	< 250	113	5	59	36	0.1	1.2	1.20	102.38	9.86
734427	F6-A	*	< 30	48	< 250	107	5	60	36	< 0.1	1.7	1.23	103.55	9.59
734428	F6-B	*	< 30	41	< 250	100	5	59	34	< 0.1	1.4	1.19	99.90	8.34
734429	F12D	*	< 30	53	< 250	101	5	59	35	< 0.1	1.4	1.27	102.35	9.80
734430	F130		< 30	58	< 250	90	5	61	35	0.2	1.6	1.35	104.93	9.47
734431	F13C		< 30	53	< 250	147	7	61	36	0.2	2.1	1.29	107.27	8.43
734432	F13F	*	< 30	59	259	113	9	56	39	< 0.1	1.6	1.33	106.12	10.75
734433	F14A	*	< 30	45	< 250	131	6	60	36	< 0.1*	1.9	1.24	105.36	8.86
734434	F14B	*	< 30	45	< 250	121	5	59	33	< 0.1	1.6	1.22	99.34	9.38
734435	F14C	*	< 30	53	< 250	121	6	60	35	< 0.1*	1.9	1.29	104.14	8.97
734436	F21A	*	< 30	57	< 250	136	6	59	36	< 0.1	1.7	1.32	106.09	10.56
734437	F21B		< 30	66	< 250	120	5	57	34	0.1	1.3	1.42	98.08	9.91
734438	F21C		< 30	56	< 250	135	6	62	39	0.3	2.0	1.34	110.20	10.17

2. Coupe lozérienne

a) Cham de Bondons

Formation des Bondons - Formation de Fontaneilles

Spectrométrie U.V.: Concentrations sur échantillons à 900 C

NUMERO LCH.	NJ.TER. OU LUTE	CU, PPM	MO, PPM	BA, PPM	AG, PPM	BI, PPM	W, PPM	SN, PPM	P, PPM
722508	BU 4 (b)	23	21	187	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
722509	BU 5	< 5	< 4	152	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
722570	BU 7 (A)	< 5	< 4	86	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
722571	BU 7 (b)	< 5	46	68	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
722572	BU 10 B	38	< 4	113	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
722573	BU 11	24	< 4	117	< 3	< 5	< 200	< 10	337
722574	BU 12	19	< 4	165	< 3	< 5	< 200	< 10	366
722575	BU 16	9	< 4	77	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
722576	BU 17	25	< 4	186	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
722577	BU 13	23	< 4	169	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
722578	BU 20	22	< 4	185	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
722579	BU 21	13	< 4	121	< 3	< 5	< 200	< 10	235
722580	BU 23	39	< 4	199	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
722581	BU 24	131*	< 4	240	5*	< 5	< 200	< 10	< 200
722582	BU 25	42	< 4	192	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
722583	BU 26	25	< 4	267	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
722584	BU 28	27	< 4	271	< 3	< 5	216	< 10	< 200
722585	BU 27	28	< 4	284	< 3	< 5	270	< 10	1025
722586	BU 26 (1)	98	< 4	387	< 3	< 5	426	< 10	612
722587	BU 26 (2)	202	< 4	285	< 3	< 5	238	< 10	< 200
722588	BU 28	33*	< 4	285	< 3	< 5	225	< 10	< 200
722589	BU 24	49	< 4	324	< 3	< 5	234	< 10	< 200
722590	BU 22	10	< 4	303	< 3*	< 5	283	< 10	< 200
722591	BU 21	24	< 4						

NUMERO EQU.	NU. TER. DU COTE	Cl	B ₁ PPM	V ₁ PPM	CR ₁ PPM	HI ₁ PPM	CO ₁ PPM	SR ₁ PPM	SC ₁ PPM	AS ₁ PPM	SB ₁ PPM	GA ₁ PPM
722508	BD 4 (U)		182	123	176	21	< 10	106	< 30	< 50	< 50	11
722509	BD 5		167	104	98	< 5	< 10	71	< 30	< 50	< 50	5
722570	BD 7 (A)	*	69	50	42	< 5	< 10	95	< 30	< 50	< 50	5
722571	BD 7 (U)	*	31	32	139	< 5	< 10	56	< 30	< 50	< 50	5
722572	BD 10 B	*	104	123	115	46	< 10	49	< 30	< 50	< 50	5
722573	BD 11	*	121	130	133	19	< 10	84	< 30	< 50	< 50	6
722574	BD 12		152	539	384	65	< 10	53	< 30	< 50	< 50	12
722575	BD 16		145	269	251	23	< 10	40	< 30	< 50	< 50	5
722576	BD 17		123	116	104	53	< 10	59	< 30	< 50	< 50	8
722577	BD 13		100	171	125	54	< 10	68	< 30	< 50	< 50	10
722578	BD 20	*	141	144	113	50	< 10	59	< 30	< 50	< 50	8
722579	BD 21		214	366	292	89	18	47	< 30	< 50	< 50	12
722580	BD 23		138	110	88	31	< 10	55	< 30*	< 50	< 50	6
722581	BD 24		161	143	116	38	< 10	82	< 30	< 50	< 50	10
722582	BD 25		130	125	94	40	< 10	57	< 30	< 50	< 50	7
722584	BD 28		159*	192	138	163	< 10	182	< 30	< 50	< 50	14
722585	BD 27		232	349	159	257	< 10	418	< 30	< 50	< 50	25
722586	BD 20 (1)	*	286	312	200	99	< 10	357	< 30	< 50	< 50	30
722587	BD 20 (2)		250	356	214	109	15	481	< 30	< 50	< 50	28
722588	BD 25H		325	341	260	90*	10	322	< 30	< 50	< 50	25
722589	BD 24		363	255	225	55	< 10	180	< 30	< 50	< 50	26
722590	BD 22	*	370	234	214	42	< 10	181	< 30	< 50	< 50	36
722591	BD 21		345	210	196	43	< 10	184	< 30	< 50	< 50	38

NUMERO ECH.	NO. TER. CU CUTE	ICI	GEV PPM	BEV PPM	ZR PPM	MN PPM	FE2O3 %	SIU2 %	AL2O3 %	CAO %	MGO %	TIO2 %	SUMME MAJ. %	PERTE FEU. %
722568	BU 4 (U)		< 30	< 10	< 250	37	3	68	16	0.1	1.1	0.65	88.69	5.87
722569	BU 5		< 30	< 10	< 250	14	2	78	14	0.1	0.9	0.56	85.60	4.17
722570	BU 7 (A)	*	< 30	< 10	< 250	< 10	1	78	7	< 0.1	< 0.5	0.29	86.88	2.39
722571	BU 7 (U)	*	< 30	< 10	< 250	< 10	< 1	80	5	< 0.1	< 0.5	0.20	86.92	2.08
722572	BU 10 U	*	< 30	< 10	< 250	48	3	70	9	0.1	< 0.5	0.41	82.92	4.47
722573	BU 11	*	< 30	< 10	< 250	58	4	72	9	0.1	< 0.5	0.38	85.78	3.57
722574	BU 12		< 30	15	< 250	55	7	66	19	0.2	1.3	0.82	95.45	5.18
722575	BU 16		< 30	< 10	< 250	20	4	68	12	0.2	0.9	0.57	85.46	3.76
722576	BU 17		< 30	< 10	< 250	19	3	72	15	0.1	0.6	0.61	91.41	7.03
722577	BU 13		< 30	< 10	< 250	13	4	71	16	0.2	0.9	0.60	92.51	4.78
722578	BU 20	*	< 30	< 10	< 250	17	4	69	17	< 0.1	0.9	0.65	91.66	4.88
722579	BU 21		< 30	< 10	< 250	21	6	68	19	0.2	1.1	0.69	94.54	4.27
722580	BU 23		< 30	< 10	< 250	31	3	74	13	0.1	0.6	0.58	91.23	4.41
722581	BU 24		< 30	< 10	< 250	31	5	65	18	0.1	0.8	0.76	89.02	5.71
722582	BU 25		< 30	< 10	< 250	29	4	72	13	0.1	0.9	0.55	90.97	4.64
722583	BU 26		< 30	30	< 250	44	4	64	21	0.1	1.1	1.04	91.58	11.44
722584	BU 27		< 30	40	< 250	63	4	61	25	0.2	1.3	1.12	92.76	13.97
722585	BU 28		< 30	< 10	< 250	65	5	60	30	< 0.1	1.4	1.14	97.15	10.19
722586	BU 29		< 30	42	< 250	65	5	57	28	0.2	1.1	1.35	93.20	13.02
722587	BU 20 (11)	*	< 30	64	< 250	51	5	56	31	0.3	1.7	1.17	95.01	8.45
722588	BU 20 (12)		< 30	48	< 250	49	4	58	33	0.3	1.8	1.11	99.33	8.61
722589	BU 24		< 30	41	< 250	39	5	58	39	< 0.1	1.6	1.15	104.97	7.72
722590	BU 21	*	< 30	40	< 250	59	5	59	39	< 0.1	1.6	1.16	100.80	7.98
722591	BU 22		< 30	45	< 250	57	5	54	39	0.3	1.5	1.14	100.80	7.98

b) Montagne de Lempézou

Formation des Bondons - Formation de Fraissinet

Spectrométrie U.V.: Concentrations sur échantillons calcines à 900 C

NUMERO ECH.	NUM. TER. OU CUTE	IC	PO ₂ PPM	ZN ₂ PPM	CU ₂ PPM	MU ₂ PPM	BA ₂ PPM	AG ₂ PPM	BI ₂ PPM	W ₂ PPM	SN ₂ PPM	P ₂ PPM
722558	LP-1		55	< 5	20	45	175	< 3	< 5	316	< 10	< 200
722559	LP-2	*	22	9	14	< 4	234	< 3	< 5	< 200	< 10	223
722560	LP-4	*	28	12	12	< 4	289	< 3	< 5	337	< 10	< 200
722561	LP-8	*	54	65	22	< 4	321	< 3	< 5	< 200	< 10	405
722562	LP10	*	58	7	11	< 4	952	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
722563	LP12		< 10	< 5	24	< 4	104	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
722564	LP13	*	< 10	< 5	5	< 4*	107	< 3	< 5	< 200	< 10	< 200
722565	LP14		20	28	92	< 4	77	< 3	< 5	< 200	< 10	1417

NUMERO ECH.	NUM. TER. OU CUTE	IC	U ₂ PPM	V ₂ PPM	CR ₂ PPM	NI ₂ PPM	CO ₂ PPM	SR ₂ PPM	SC ₂ PPM	AS ₂ PPM	SB ₂ PPM	GA ₂ PPM
722558	LP-1		192	307	1203	27	< 10	96	< 30	< 50	< 50	11
722559	LP-2	*	251	173	154	15	< 10	238	< 30	< 50	< 50	22
722560	LP-4	*	225	182	215	< 5	< 10	286	< 30	< 50	< 50	32
722561	LP-8	*	58	46	74	41	< 10	344	< 30	< 50	< 50	15
722562	LP10	*	77	62	76	9	< 10	139	< 30	< 50	< 50	10
722563	LP12		129	332	107	76	< 10	41	< 30	< 50	< 50	< 5
722564	LP13	*	101	101	102*	47*	< 10	43	< 30	< 50	< 50	< 5
722565	LP14		210	258	108	133	33	42	< 30	< 50	< 50	< 5

NUMERO ECH.	NUM. TER. OU CUTE	IC	GE ₂ PPM	Be ₂ PPM	ZK ₂ PPM	MN ₂ PPM	FE2O3, %	SiO2, %	AL2O3, %	CAO, %	MGO, %	TiO2, %	SOMME MAJ., %	PERTE FEU, %
722558	LP-1		< 30	48	< 250	41	4	67	19	0.1	1.0	1.17	92.80	5.60
722559	LP-2	*	< 30	21	< 250	35	4	68	22	< 0.1	1.4	0.88	95.76	7.66
722560	LP-4	*	< 30	60	< 250	35	3	59	40	< 0.1	0.7	1.36	103.65	11.69
722561	LP-3	*	< 30	< 10	< 250	204	4	58	43	< 0.1	< 0.5	0.39	105.35	44.81
722562	LP10	*	< 30	< 10	< 250	75	2	67	27	< 0.1	< 0.5	0.46	96.71	7.85
722563	LP12		< 30	< 10	< 250	11	3	70	13	0.2	0.8	0.41	87.69	3.57
722564	LP13	*	< 30	< 10	< 250	< 10	3	74	9	< 0.1	< 0.5	0.38	85.90	3.35

3 - Evolutions vers le seuil du Languedoca) Saint Georges de Luzençon (Formation du Bourg - Formation des Schistes Carton)

Número éch.	Pb ppm	Zn ppm	Cu ppm	Ba ppm	Ag ppm	Bi ppm	As ppm	Sn ppm	B ppm
820460	65	68	36	168	3	10	50	10	386
820461	43	62	21	165	3	10	50	10	226
820462	40	66	20	162	3	10	50	10	188
820463	32	55	100	218	3	10	50	10	244
820464	29	71	27	197	3	10	50	10	239
820465	37	55	16	212	3	10	50	10	310
820466	40	62	52	217	3	10	50	10	377
820468	42	62	41	262	3	10	50	10	328
820469	53	66	34	426	3	10	50	10	319

Número éch.	V ppm	Mo ppm	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm	Sr ppm	Sb ppm	Ga ppm	Ge ppm
820460	128	20	233	48	10	81	50	43	30
820461	103	5	141	30	10	119	50	34	30
820462	81	5	120	27	10	145	50	27	30
820463	185	5	242	46	10	156	50	48	30
820464	187	5	236	45	10	141	50	49	30
820465	183	5	243	52	10	106	50	47	30
820466	180	5	252	54	11	148	50	50	30
820467	191	5	233	47	10	149	50	46	30
820468	199	5	212	31	12	339	50	45	30
820469	323	5	325	87	21	241	50	43	30

Número éch.	Be ppm	Zr ppm	La ppm	Li ppm	Mn ppm	Fe ₂ O ₃ %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %
820460	10	100	63	68	117	4	75	23
820461	10	100	63	40	100	4	83	18
820462	10	100	44	42	90	4	88	15
820463	10	100	74	180	74	4	60	32
820464	10	100	55	210	81	4	60	31
820465	10	100	56	110	159	5	64	29
820466	10	100	65	65	161	6	69	28
820467	10	100	63	43	144	5	67	27
820468	10	100	77	36	122	4	68	27
820469	10	100	47	31	171	6	67	22

Número éch.	CaO %	MgO %	K ₂ O %	TiO ₂ %	S. Maj. %	P. Feu %
820460	0.4	2.0	6.4	0.80	110.9	9.2
820461	0.5	1.4	4.7	0.68	112.9	5.3
820462	0.4	1.2	4.0	0.57	113.0	6.1
820463	0.4	0.9	4.4	1.22	103.0	11.2
820464	0.4	0.9	4.9	1.10	102.9	11.2
820465	0.3	1.6	5.4	0.97	106.4	9.4
820466	0.4	1.7	6.4	1.02	112.6	9.1
820467	0.3	1.9	6.1	0.94	108.3	8.5
820468	0.4	1.6	6.6	0.98	108.2	7.8
820469	0.4	1.4	5.7	0.72	104.1	12.3

b) Tournemire

(Formation du Bourg - Formation de Fontaneilles)

Numéro éch.	Pb ppm	Zn ppm	Cu ppm	Ba ppm	Ag ppm	Bi ppm	As ppm	Sn ppm	B ppm
820500	35	44	17	166	3	10	50	10	403
820501	32	43	15	182	3	10	50	10	391
820502	24	51	11	168	3	10	50	10	383
820503	37	101	42	200	3	10	50	10	329
820504	19	95	12	182	3	10	50	10	282
820505	29	73	8	203	3	10	50	10	300
820506	23	69	16	186	3	10	50	10	279
820507	35	85	28	210	3	10	590	10	296
820508	29	60	26	187	3	10	50	10	359
820509	63	64	30	216	3	10	50	10	403
820510	23	58	20	210	3	10	50	10	356
820511	42	65	25	211	3	10	50	10	390
820512	42	59	25	216	3	10	50	10	364
820513	91	89	75	204	3	10	129	10	315
820514	53	90	42	212	3	10	50	10	301
820515	107	248	60	222	3	10	70	10	243
820516	30	90	42	214	3	10	50	10	223
820517	41	73	47	225	3	10	50	10	267
820518	52	76	35	228	3	10	50	10	250
820519	37	98	22	217	3	10	50	10	266

Numéro éch.	V ppm	Mo ppm	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm	Sr ppm	Sb ppm	Ga ppm	Ge ppm
820500	156	5	316	38	10	68	50	39	30
820501	143	5	224	50	11	79	50	38	30
820502	151	5	190	35	10	114	50	41	30
820503	202	5	227	63	10	134	50	51	30
820504	237	5	230	41	10	123	50	43	30
820505	228	5	244	47	10	127	50	51	30
820506	206	5	233	39	10	127	50	46	30
820507	199	5	220	56	11	128	50	50	30
820508	163	5	214	51	13	109	50	40	30
820509	165	5	205	65	12	128	50	53	30
820510	186	5	215	36	10	127	50	41	30
820511	168	5	177	69	21	159	50	44	30
820512	168	7	192	68	24	143	50	44	30
820513	312	9	306	202	61	190	50	50	30
820514	366	11	194	92	20	306	50	45	30
820515	191	21	127	87	22	301	50	43	30
820516	327	11	187	31	11	220	50	35	30
820517	247	13	248	47	10	287	50	43	30
820518	152	5	208	67	17	263	50	44	30
820519	155	5	221	49	10	182	50	48	30

c) Tournadous

(Formation de Villeneuve - Formation de Fontaneilles)

Spectrométrie U.V. : résultats sur extractions argiles calcinés à 900 C

Numéro éch.	Pb ppm	Zn ppm	Cu ppm	Ba ppm	Ag ppm	Bi ppm	As ppm	Sn ppm	B ppm
820476	51	73	14	128	3	10	50	10	415
820477	59	76	53	133	3	10	60	10	381
820478	93	819	43	716	3	10	82	10	444
820479	53	80	16	199	3	10	50	10	456
820480	38	64	25	188	3	10	50	10	346
820481	40	75	23	221	3	10	71	10	430
820482	72	90	73	239	3	10	50	10	330
820483	360	107	89	277	3	10	50	10	319
820484	50	98	30	248	3	10	50	10	322

Numéro éch.	V ppm	Mo ppm	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm	Sr ppm	Sb ppm	Ga ppm	Ge ppm
820476	907	5	705	197	40	71	50	46	30
820477	747	6	624	213	59	80	50	50	30
820478	206	9	229	82	11	115	50	46	30
820479	605	6	437	91	18	84	50	51	30
820480	170	5	229	65	10	100	50	47	30
820481	164	6	199	141	44	101	50	47	30
820482	252	14	191	345	26	358	50	55	30
820483	727	58	240	96	15	263	50	48	30
820484	234	5	218	71	25	238	50	45	30

Numéro éch.	Be ppm	Zr ppm	La ppm	Li ppm	Mn ppm	Fe ₂ O ₃ %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %
820476	10	117	34	48	313	9	61	19
820477	10	100	49	43	275	10	62	17
820478	10	111	28	78	436	15	61	22
820479	10	100	64	86	185	5	70	19
820480	10	100	56	141	158	5	60	26
820481	10	100	63	75	370	8	63	19
820482	10	100	78	54	329	8	67	24
820483	10	100	60	55	289	7	67	25
820484	10	100	72	102	252	6	62	23

Numéro éch.	CaO %	MgO %	K ₂ O %	TiO ₂ %	S.Maj. %	P. Feu. %
820476	0.6	1.9	7.7	0.62	99.6	8.7
820477	0.6	2.1	7.5	0.68	100.0	9.3
820478	0.8	2.5	5.4	0.93	107.9	21.0
820479	0.6	2.0	7.3	0.74	103.8	8.6
820480	0.4	1.6	6.2	0.91	100.4	9.7
820481	0.6	2.3	6.2	0.74	98.9	9.3
820482	0.5	2.0	5.8	1.05	108.5	18.1
820483	0.5	2.2	5.6	0.95	108.0	21.9
820484	0.4	1.9	6.6	0.83	100.7	11.4

d) Romiguières

(Formation de Villeneuve - Formations de Fontaneilles).

Spectrométrie U.V. : Résultats sur extractions argiles calcinés à 900 C.

Numéro éch.	Pb ppm	Zn ppm	Cu ppm	Ba ppm	Ag ppm	Bi ppm	As ppm	Sn ppm	B ppm
820470	51	93	27	211	3	10	50	10	386
820471	39	99	15	217	3	10	50	10	311
820472	46	91	24	207	3	10	50	10	326
820473	46	102	29	221	3	10	50	10	311

Numéro éch.	V ppm	Mo ppm	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm	Sr ppm	Sb ppm	Ga ppm	Ge ppm
820470	247	5	256	253	73	161	50	49	30
820471	155	5	207	70	11	194	50	48	30
820472	172	5	193	88	18	205	50	48	30
820473	181	5	219	86	18	231	50	46	30

Numéro éch.	Be ppm	Zr ppm	La ppm	Li ppm	Mn ppm	Fe ₂ O ₃ %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %
182470	10	100	47	60	207	7	60	19
182471	10	100	65	132	149	5	63	25
182472	10	100	64	110	188	5	67	20
182473	10	100	69	109	183	5	62	21

Numéro éch.	CaO %	MgO %	K ₂ O %	TiO ₂ %	S.Maj. %	P. Feu %
182470	0.6	1.8	7.1	0.78	96.4	9.4
182471	0.4	1.9	6.7	0.82	102.3	9.5
182472	0.5	1.9	7.2	0.73	102.2	9.0
182473	0.4	2.0	6.7	0.78	97.9	8.3

e) Les Sièges

(Formation de la Combe-Albert)

Spectrométrie U.V. : Résultats sur extractions argiles calcinés à 900 C

Numéro éch.	Pb ppm	Zn ppm	Cu ppm	Ba ppm	Ag ppm	Bi ppm	As ppm	Sn ppm	B ppm
820474	50	142	30	157	3	10	50	10	295
820475	47	112	21	133	3	10	79	10	253

Numéro éch.	V ppm	Mo ppm	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm	Sr ppm	Sb ppm	Ga ppm	Ge ppm
820474	252	5	200	136	17	78	50	41	30
820475	253	7	192	305	29	105	50	51	30

Numéro éch.	Be ppm	Zr ppm	La ppm	Li ppm	Mn ppm	Fe ₂ O ₃ %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %
820474	10	100	54	41	192	8	69	18
820475	12	100	56	39	173	7	73	16

Numéro éch.	CaO %	Mgo %	K ₂ O %	TiO ₂ %	S.Maj. %	P. Feu. %
820474	0.7	2.0	6.5	0.65	104.6	9.0
820475	0.7	2.7	5.8	0.62	104.6	8.9

f) La Sambuguède

(Sinémurien - Formation de Fontaneilles)

Spectrométrie U.V. : Résultats sur extractions argiles calcinés à 900 C

Numéro éch.	Pb ppm	Zn ppm	Cu ppm	Ba ppm	Ag ppm	Bi ppm	As ppm	Sn ppm	B ppm
820495	76	53	37	166	3	10	10	10	408
820496	238	112	69	223	3	10	196	10	436
820497	50	70	49	232	3	10	50	10	353
820498	69	1207	76	157	3	10	50	10	516
820499	41	63	28	181	3	10	50	10	479

Numéro éch.	V ppm	Mo ppm	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm	Sr ppm	Sb ppm	Ga ppm	Ge ppm
820495	658	5	392	132	35	144	50	56	30
820496	1242	24	912	5609	151	235	50	71	30
820497	295	10	228	33	10	437	50	46	30
820498	543	5	423	90	30	142	50	53	30
820499	155	5	203	57	16	93	50	48	30

Numéro éch.	Be ppm	Zr ppm	La ppm	Li ppm	Mn ppm	Fe ₂ O ₃ %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %
820495	10	100	44	48	208	15	57	21
820496	10	172	93	50	728	18	49	19
820497	10	100	81	38	149	5	60	23
820498	10	100	58	65	136	7	58	21
820499	10	100	54	108	167	6	63	22

Numéro éch.	CaO %	MgO %	K ₂ O %	TiO ₂ %	S. Maj. %	P. Feu. %
820495	0.6	1.3	6.6	0.64	102.2	12.9
820496	0.9	1.7	6.4	0.75	96.8	13.2
820497	0.5	1.7	7.3	0.92	99.0	16.5
820498	0.7	1.7	7.1	0.73	96.0	10.7
820499	0.6	2.1	6.3	0.61	99.6	8.8

g) Murène

("Sinémurien" - Formation de Fontaneilles)

Spectrométrie U.V. : Résultats sur extractions argiles calcines à 900 C

Numéro éch.	Pb ppm	Zn ppm	Cu ppm	Ba ppm	Ag ppm	Bi ppm	As ppm	Sn ppm	B ppm
820485	139	289	87	146	3	10	349	10	451
820486	54	65	92	187	3	10	86	10	470
820487	103	105	47	195	3	10	106	10	348
820488	73	123	50	371	3	10	183	10	415
820489	93	122	44	158	3	10	360	10	449
820490	51	95	27	102	3	10	50	10	494
820491	60	88	16	96	3	10	89	10	534
820492	142	2082	162	84	3	10	234	10	554
820493	52	70	27	224	3	10	70	10	420
820494	32	59	15	195	3	10	50	10	413

Numéro éch.	V ppm	Mo ppm	Cr ppm	Ni ppm	Co ppm	Sr ppm	Sb ppm	Ga ppm	Ge ppm
820485	248	51	250	285	40	52	50	59	30
820486	115	16	146	118	21	58	50	47	30
820487	130	9	171	98	22	98	50	48	30
820488	305	14	237	300	39	112	50	50	30
820489	1165	21	421	401	47	57	50	60	30
820490	746	8	853	165	34	149	50	49	30
820491	786	13	874	200	27	127	50	50	30
820492	650	32	948	386	79	193	50	56	30
820493	306	22	202	247	23	438	50	57	30
820494	159	5	213	67	12	124	50	46	30

Numéro éch.	Be ppm	Zr ppm	La ppm	Li ppm	Mn ppm	Fe ₂ O ₃ %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %
820485	18	100	52	56	1546	21	50	13
820486	12	100	57	62	291	8	50	17
820487	10	100	47	61	406	13	61	17
820488	14	139	69	55	395	15	61	17
820489	24	195	59	32	3580	14	58	15
820490	12	127	74	46	187	6	58	15
820491	14	128	59	25	550	12	57	15
820492	11	116	38	39	1228	21	50	16
820493	13	100	92	39	235	7	60	20
820494	10	100	49	109	132	54	60	26

Numéro éch.	CaO %	MgO %	K ₂ O %	TiO ₂ %	S. Maj. %	P. Feu. %
820485	0.7	2.2	6.0	0.56	94.3	13.7
820486	0.6	2.6	7.0	0.73	95.6	12.9
820487	0.7	2.2	5.5	0.75	101.0	13.1
820488	0.8	2.6	6.0	0.73	102.8	9.0
820489	0.7	2.4	6.5	0.62	97.8	8.2
820490	0.6	2.5	7.8	1.07	91.1	8.2
820491	0.6	2.0	6.9	0.98	94.1	8.3
820492	0.6	1.6	6.2	0.94	95.4	12.9
820493	0.5	2.4	6.6	0.84	97.5	13.5
820494	0.4	2.0	6.5	0.85	101.1	9.0

E - INDEX

1. Index des figures

Fig. 1 :	Plan des coupes et des éléments structuraux d'après la carte géologique de France 1/10 ⁶	p. 10
Fig. 2 :	Cadre structural du Midi français	p. 12
Fig. 3 :	Coupe idéalisée de la série post-orogénique du bassin des Gausses	p. 18
Fig. 4 :	Légendes	p. 25
Fig. 5 :	Corrélations lithostratigraphiques (schéma)	p. 30
Fig. 6a :	Coupe schématique du groupe de Rivière sur Tarn et emplacement des coupes-types	p. 46
Fig. 6b :	Formation du Bourg - coupe-type	p. 48
Fig. 6c :	Formation de Villeneuve - coupe-type 1)	p. 51
	2)	p. 52
	3)	p. 54
Fig. 6d :	Formation des Schistes Carton - coupe-type	p. 54
Fig. 6e :	Formation de Fontaneilles - coupe-type 1)	p. 59
	2)	p. 60
	3)	p. 61
	4)	p. 62
Fig. 7 :	Formation de la Combe-Albert - coupe-type 1) ...	p. 65
	2) ...	p. 66
Fig. 8 :	Formations des Bondons - coupe-type	p. 68
Fig. 9 :	Formation du Lempézou - coupe-type	p. 72
Fig. 10 :	Formation de Fraissinet - coupe-type	p. 75
Fig. 11 :	La coupe de Salles-la-Source	p. 78
Fig. 12 :	La coupe de Murène	p. 81
Fig. 13 :	Le passage Domérien-Toarcien entre Sévérac et Figeac	p. 85
Fig. 14 :	La coupe de Capdenac (Quercy)	p. 88

Fig. 15 :	Evolution des faciès entre Mende et Villefort	p. 92
Fig. 16a :	La coupe d'Espinards	p. 95
Fig. 16b :	Répartition des faciès médioliasiques dans le secteur des Bondons (interprétation)	p. 97
Fig. 17 :	La charnière de Meyrueis - carrefour des faciès sud- cévenols et lozériens	p. 101
Fig. 18 :	Le seuil des Cévennes entre Nant et Ganges	p. 105
Fig. 19 :	Faciès, discontinuités et discordances angulaires au Nord et au Sud du dôme de Gornières	p. 108
Fig. 20 :	Evolution des faciès entre Tarn et Escalette	p. 113
Fig. 21 :	Le seuil du Languedoc	p. 116
Fig. 22 :	La coupe de Cazevieille/Pic Saint Loup (Bas-Languedoc) 1)	p. 118
	2)	p. 119
Fig. 23a :	Cartes des isopaques et des faciès (interprétation) : Lotharingien supérieur - Carixien	p. 122
Fig. 23b :	Cartes des isopaques et des faciès (interprétation) : Domérien	p. 126
Fig. 23c :	Cartes des isopaques et des faciès (interprétation) : Toarcien inférieur	p. 129
Fig. 23d :	Cartes des isopaques et des faciès (interprétation) : Toarcien moyen	p. 131
Fig. 24 :	Cadre structural, intrusions et bassins continentaux anté-triasiques	p. 134
Fig. 25 :	Trois exemples de tectonique synsédimentaire	p. 140
Fig. 26 :	Les résédiments du Lotharingien de Mende	p. 142
Fig. 27 :	Evolutions structurales des marges	p. 150
Fig. 28 :	Modèle structural du bassin des Causses	p. 158
Fig. 29 :	Modèle théorique des répartitions des microfaciès ..	p. 162
Fig. 30 :	Relations entre microfaciès et cadre structural	p. 213
Fig. 31 :	Lithologies et emplacement des coupes analysées 1)	p. 218
	2)	p. 219

Fig. 32 :	Evolution des apports marginaux dans les Causses 1)	p. 252
	2)	p. 253
Fig. 33 :	Répartition des critères diagnostiqués sur les microfaciès	p. 270
Fig. 34 :	La situation géodynamique du bassin des Causses : quelques possibilités	p. 280

2. Index des tableaux

Tabl. 1 :	Biozonation	p. 23
Tabl. 2 :	Comparaison entre les membres de Mende et marnocalcaire	p. 168
Tabl. 3 :	Rapports entre bore et phosphate	p. 245
Tabl. 4 :	Répartition des critères diagnostiqués sur les microfaciès	p. 270

Tableaux hors-texte :

Tabl. géoch. A :	Rivière sur Tarn
Tabl. géoch. B :	Les Bondons, Montagne du Lempézou
Tabl. géoch. C :	Saint-Georges-de-Luzençon et Tournemire
Tabl. géoch. D :	Le seuil du Languedoc

3. Index des planches

Planche I :	Formation du Bourg	p. 290
Planche II :	Formation de Villeneuve (1)	p. 292
Planche III :	Formation de Villeneuve (2)	p. 294
Planche IV :	Formation de Villeneuve (3), Formation des Schistes Carton (1)	p. 296
Planche V :	Formation des Schistes Carton (2) Formation de Fontaneilles (1)	p. 298

Planche	VI	:	Formation de Fontaneilles (2) formation des Bondons formation de Fraissinet (1)	p. 300
Planche	VII	:	Formation de Fraissinet (2), variations cévenoles de la formation des Schistes Carton, formation du Lempézou formation de la Combe-Albert	p. 302
Planche	VIII	:	Formation de Villeneuve, variations sur les seuils du Languedoc et du Rouergue. Formation de Fontaneilles (niveau de Murène et oolithe d'Aurières). Variation rouergate de la formation des Schistes Carton	p. 304
Planche	IX	:	Généralités	p. 306
Planche	X	:	Le Domérien supérieur	p. 308
Planche	XI	:	Les Schistes Carton	p. 310
Planche	XII	:	Formation des Schistes Carton (suite) et formation de Fontaneilles	p. 312
Planche	XIII	:	Les marges (1)	p. 314
Planche	XIV	:	Les marges (2)	p. 316
Planche	XV	:		p. 322
Planche	XVI	:		p. 324
Planche	XVII	:		p. 326

F - BIBLIOGRAPHIE

- AMES, L.L. (1959) - The genesis of carbonate apatites. Econ. Geol., 54, 829-841.
- VAN ANDEL, T.H. (1967) - The Oricono Delta. J. Sed. Petrol., 37 (2), 297-310.
- ARGELIES, J. (1874) - Notice géologique et paléontologique sur les terrains sédimentaires de l'Aveyron. Congrès scientifique de France à Rodez.
- ARTHAUD, F. & MATTAUER, M. (1972) - Sur l'origine tectonique de certains joints stylolitiques parallèles à la stratification : leur relation avec une phase de distension (exemple du Languedoc). Bull. Soc. Géol. France, 7, 14, 12-17.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25, 139-171.
- ARTHAUD, F., MEGARD, F. & SEGURET, M. (1977) - Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 1/1, 147-188.
- ARTRU, P. (1968) - Répartition du Bore et de quelques éléments-traces dans les bassins semi-euxiniques du miogéosynclinal alpin (Terres Noires jurassiques, France SE). Bull. Centre Rech. Pau-S.N.P.A., 2/1, 83-101.
- ARTRU, P. (1972) - Les Terres Noires du Bassin Rhodanien. Thèse, Lyon.
- AUBAGUE, M. & LEFAVRAIS-RAYMOND, A. (1974) - Lias et Dogger de la bordure cévenole (retombée orientale du dôme de Gornières). Implications paléogéographiques. Bull. B.R.G.M., Fr., (2), Sect. I, 2.
- AUBAGUE, M., LEFAVRAIS-RAYMOND, A., L'HOMER, A. & MICHARD, A.G. (1977) - Analyse de la sédimentation carbonatée du bassin causse-nard. Symposium sur la sédimentation ouest-européenne. Mai 1977. Association des sédimentologues français ; Livre des résumés.
- BAILEY, R.J. & ATHERTON, M.P. (1969) - The petrology of a glauconite sandy chalk. J. sed. Petrol., 39, 1420-1431.
- BAUDRIMONT, A.F. & DUBOIS, P. (1977) - Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 1/1, 261-308.
- BEAUDOIN, B. (1972) - Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire à la reconstitution du bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal - Berriasien des chaînes subalpines méridionales. Thèse, Caen.

- BELLON, H., COULON, C. & EDEL, J.B. (1977) - Le déplacement de la Sardaigne. Synthèse des données géochronologiques, magmatiques, et paléomagnétiques. Bull. Soc. Geol. France XIX (4), 825-831.
- BERNOUILLI, D. (1964) - Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.), 118.
- BODEUR, Y. (1976a). Le complexe récifal jurassique supérieur au Sud des Cévennes : architecture sédimentologique. C. R. Ac. Sci. Paris, 282 (D), 961-963.
- BODEUR, Y. (1976b) - Evaluation de l'amplitude du décrochement cévenol par le décalage des faciès récifaux portlandiens des environs de Ganges (Hérault). C. R. Ac. Sci. Paris, 282 (D), 961-963.
- BOISSE, A. (1870) - Esquisse géologique du département de l'Aveyron. Imp. Nat., Paris.
- BOISSE DE BLACK DU COUCHET, Y. (1933) - Le Déroit de Rodez et ses bordures cristallines. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 188, XXXVI.
- BOOTHROYD, J.C. (1978) - Mesotidal inlets and estuaries. In DAVIS R.A. jun. (Ed.) : Coastal sedimentary environments (p. 287-360). Springer, New York, Heidelberg, Berlin.
- BOSELLINI, A. (1973) - Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico-Cretacico. Sue possibili applicazioni agli Appennini. In : ACCORDI, B. et al. (Eds.) : Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino (p. 163-205). Quad. Accad. naz. Lincei 183.
- BOUMA, A.H. (1962) - Sedimentology of some Flysch deposits. Elsevier, Amsterdam.
- BOUMA, A.H. & HOLLISTER, C.D. (1973) - Deep ocean basin sedimentation. In : MIDDLETON, G.V. & BOUMA, A.H. (Eds.) : Turbidites and deep water sedimentation (p. 79-118). Soc. Econ. Paleont. Mineral. (Pacific Sect., Short Course, Anaheim).
- BOUROLLEC, J., DELFAUD, J., GAUTHIER, J., & LENGUIN, M. (1973) - Etude sédimentologique de la plate-forme interne carbonatée du Quercy (SW France), du Bathonien au Callovien. Bull. Centre Rech. PAU-S.N.P.A., 7, 2, 437-497.
- BRENNER, K. & SEILACHER, A. (1978) - New aspects about the origin of the Toarcian Posidonia shales. N. Jahrb. Geol. u. Paläont. Abh., Stuttgart, 157, 11-18.
- BROWN, G., NEWMAN, A.C.D., RAYNER, J.H. & MEIR, A.H. (1978) - The Structures and Chemistry of Soil Clay Minerals. In : GREENLAND, D.J. & HAYES, M.H.B. (Eds.) : The Chemistry of Soil Constituents. John Wiley and sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto.

- BRUECKNER, W. (1951) - Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizeralpen. Geol. Rdsch., 39/1, 196-212.
- BRUECKNER, W. (1953) - Cyclic calcareous sedimentation as an index of climatic variations in the past. J. Sed. Petrol., 23, 235-237.
- BRUN, de, P. & MARCELLIN, P. (1934) - Etude stratigraphique des Petits Causses des environs de Florac (Lozère). Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, LXVI, 377-489.
- BULLARD, E.C., EVERETT, J.E. & SMITH, A.G. (1965) - The fit of the continents around the Atlantic. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A. 258, 41-51.
- BURST, J.F. (1958) - Mineral heterogeneity in "glauconite" pellets. Amer. Miner., 43, 481-497.
- BUSSON, G. (1979) - Couches laminées riches en matière organique et précédant les roches salines : les enseignements d'un enchaînement de faciès. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci., Lyon, 75, 5-19.
- CARMIGNANI, L., COCOZZA, T., MINZONI, N. & PERTUSATI, P.C. (1980) - Cadre structural : Sardaigne. Dans : Italie. Géologie des pays européens, Dunod, Paris.
- CAROZZI, A., BOUROLLEC, J., DELOFFRE, R. & RUMEAU, J.L. (1972) - Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine. Bull. Centre Rech. Pau-S.N.P.A., Vol. spec. 1.
- CHARPAL, de, O., TREMOLIERES, P., JEAN, F. & MASSE, P. (1974) - Un exemple de tectonique de plate-forme : les Causses majeurs (Sud du Massif Central, France). Rev. Inst. Fr. Pétrole, XXIX, 5.
- CLOUD, P.E. (1955) - Physical limits of glauconite formation. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 39, 484-492.
- COLONGO, M., ELMI, S. & SPY-ANDERSON, F.L. (1979) - Changements dynamiques dans le comportement tectono-sédimentaire d'un secteur de la marge cévenole au passage Trias-Jurassique (région des Vans, Ardèche). 7^e Réun. Ann. des Sc. de la Terre, Lyon, Soc. Géol. Fr. (éd.)à, Paris, 122.
- CORBIN, S.G. (1980) - A facies analysis of the Lower-Middle Jurassic boundary beds in North-West Europe. PhD Thesis, Birmingham.
- COTILLON, P. (1974) - Sedimentation rythmique et milieux de dépôt : données fournies par l'étude du Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane (France SE). Bull. Soc. Géol. France, 7/16, 583-592.
- D'ANGLEJEAN, B.F. (1968) - Phosphate diagenesis of carbonate sediments as a mode of in situ formation of marine phosphorites. Canad. J. Earth Sc., 5, 81-87.

- DAVAUD, E. & LOMBARD, A. (1975) - Statistical approach to the problem of alternating beds of limestone and marl (Upper-Oxfordian of the French Jura). Eclogae geol. Helv. 68/3, 491-509.
- DAVIS, R.A. jun. (1978) - Beach and Nearshore Zone. In : DAVIS, R.A. jun. (Ed.). Coastal sedimentary environments (p. 237-286). Springer, New York, Heidelberg, Berlin.
- DELFAUD, J. (1969) - Essai sur la Géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse doctorat es Sciences. Bordeaux.
- DELFAUD, J. (1972) - Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur d'Aquitaine. Colloque méthodes et tendances de la stratigraphie. Orsay 1970. Mém. B.R.G.M., 77, 593-611.
- DELFAUD, J. (1973) - Un élément majeur de la paléogéographie du Sud de la France au Jurassique moyen et supérieur : le haut-fond occitan. C.R. som. Soc. géol. Fr., 53, 59-64.
- DELFAUD, J. (1974) - L'apport du raisonnement séquentiel dans l'interprétation des assises carbonatées. Bull. Soc. Hist.Nat. Afrique du Nord., 65/1, 2, 393-434.
- DELFAUD, J. (1977) - La sédimentogénèse en liaison avec la dynamique des bassins. Rôle du climat. Bull. Centre. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 1/1, 191-216.
- DELFAUD, J. (1979) - Le Jurassique des Pyrénées Occidentales, de la Garonne à l'Océan. Cah. de l'Univ. 7, Univ. de Pau et des Pays de l'Adour.
- DELFAUD, J. & GAUTHIER, J. (1975) - Essai de reconstitution de la zonalité des dépôts de plate-forme du Dogger de part et d'autre de la Mésogée. Interprétation des structures sédimentaires et des paramètres géochimiques. IX^e Congrès Int. de Sed., (1), Nice, p. 43-50.
- DUBAR, G. (1925) - Etudes sur le Lias des Pyrénées françaises. Mém. Geol. Nord., 9, 1.
- DUBOIS, G. (1969) - Morphologie et évolution souterraine de la région calcaire nord-montpellierienne. Rech. Méditerranéennes. Etudes et travaux de Méditerranée, n° 7, Rev. géogr. des pays méditerranéens.
- DUNHAM, R.J. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In : HAM, W.E. (Ed.). Classification of carbonate rocks. Tulsa, Okl. Amer. Assoc.

- DUNOYER de SEGONZAC, G. & BERNOULLI, D. (1976) - Diagenèse et Métamorphisme des argiles dans le Rhétien Sud-alpin et Austro-alpin (Lombardie et Grisons). Bull. Soc. géol. France, t. XVIII (5), 1283-1293.
- DURAND-DELGA, M. (1980) - Grands traits géologiques du Sud-Ouest de la France. Géologie des pays européens. Dunod, Paris.
- DZULYNSKI, S. (1959) - Turbidites in the flysch of the Polish Carpathian Mountains. Bull. Geol. Soc. Amer., 70, 1089-1118.
- ELMI, S. (1967) - Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, (3 vol.).
- ENGELHARDT, von, W. (1973) - Sediment-Petrologie. Teil III : Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. Schweizerbarth, Stuttgart.
- ERHART, H. (1956) - La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson, Paris.
- ESPOURTELLE, F. (1960) - Etude géologique et métallogénique de Nant, Saint-Jean-du-Bruel (Aveyron) et de Trèves (Gard). Contribution à l'étude des gisements plombo-zincifères de couverture. Thèse 3^o cycle, Paris.
- FABRE, G. (1872) - Sur les preuves de la submersion du Mont-Lozère à l'époque jurassique. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), 1, 306.
- FABRE, G. (1893) - Stratigraphie des petits causses entre Gévaudan et Vivarais. Bull. Soc. Géol. Fr. (3), XXI.
- FAUCHERRE, J. (1973) - Quelques aspects de la géochimie des éléments traces. Act. chim., 18-24.
- FAUCHERRE, J. (1977) - Les éléments-traces indicateurs des climats anciens. Act. chim., Déc. 1977, 14-16.
- FISCHER, A.G. (1964) - The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. In : MERRIAM, D.F. (Ed.). Symposium on cyclic sedimentation. Bull. geol. Surv. Kansas 169, 107-149.
- FITZPATRICK, E.A. (1980) - Soils. Their formation, classification and distribution. Longman, London and New York.
- FLEURY, J.J. (1966) - Etude stratigraphique et micropaléontologique du Trias et du Jurassique de la région de Meyrueis (Lozère - Causses orientaux). Thèse 3^o cycle, Paris.
- FLEURY, J.J. (1968) - La marge orientale du Causse Méjean et du Causse Noir. Stratigraphie et paléogéographie du Lias et de l'Aalénien - Bajocien dans la région de Meyrueis (Lozère). Bull. Soc. Géol. Fr. (7), X, 645-652.

- FOLK, R.L. (1962) - Spectral subdivision of limestone types. In : HAM, W.E. (Ed.). Classification of carbonate rocks. Tulsa, Okl., Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1, 62-84.
- FUCHS, Y. (1969) - Contribution à l'étude géologique, géochimique et métallogénique du détroit de Rodez. Thèse Doc. ès-Sci. Nat., Nancy.
- FUECHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H. (1963) - Beobachtungen zur Tonmineraldiagenese. Int. Clay Conf., Stockholm. Pergamon Press, I, 99-111.
- FUECHTBAUER, H. & MUELLER, G. (1970) - Sediment-Petrologie. Teil II : Sedimente und Sedimentgesteine. Schweizerbart, Stuttgart.
- FUNK, H.P. (1971) - Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmannschichten in der Säntis.- Churfürsten-Gruppe (Nordostschweiz). Eclogae geol. Helv. 64/2, 345-433.
- GABILLY, J. (1976) - Le Toarcien à Thouars et dans le Centre-Ouest de la France. Ed. C.N.R.S. : Les stratotypes français, 3.
- GABILLY, J. (1978) - Guides géologiques régionaux : Poitou, Vendée, Charentes. Masson, Paris.
- GEBAUER, D. & GRUENENFELDER, M. (1976) - U-Pb Zircon and Rb-Sr Whole Rock dating of Low-Grade Metasediments. Example : Montagne Noire (Southern France). Contr. Miner. Petr. 59, 13-32.
- GEZE, B. (1955) - Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc (France). Bull. Volc. (S. II), 17, 743-89.
- GEZE, B. (1979) - Guides géologiques régionaux : Languedoc méditerranéen, Montagne Noire. Masson, Paris.
- GEZE, B., SITTER, de, J. & TRUEMPY, R. (1952) - Sur le sens de déversement des nappes de la Montagne Noire. Bull. Soc. Géol. Fr. (6), II.
- GIBBS, R.J. (1970) - Circulation in the Amazon River Estuary and adjacent Atlantic Ocean. J. Mar. Res. 28, 113-123.
- GOTTIS, M. (1952) - Paléogéographie et tectonique du Mésozoïque anté-Aptien en Languedoc, Causses et Provence occidentale. Rev. Inst. Fr. Petrole, VIII, 11.
- GOTTIS, M. (1957) - Contribution à la connaissance géologique du Languedoc. Thèse, Montpellier.
- GOTTIS, M. & DELFAUD, J. (1971) - Réflexions sur un modèle géodynamique à propos de la sédimentation du Jurassique périgourdin et quercynois. Rev. géogr. phys. géol. dyn., (2), 13/3, 207-232.
- GOY, G. (1979) - Les "Schistes Carton" (Toarcien inférieur) du Bassin de Paris, en affleurements et en sondages. Thèse 3^e cycle, Paris.

- GOY, G., NOEL, D. & BUSSON, G. (1979) - Les conditions de sédimentation des Schistes Carton (Toarcien inférieur) du Bassin de Paris déduites de l'étude des nannofossiles calcaires et des diagraphies. Docum. Labo. Géol. Fac. Sci. Lyon, 75, 33-59.
- GUEx, J. (1972) - Répartition biostratigraphique des ammonites du Toarcien moyen de la bordure sud des Causses (France) et révision des ammonites décrites et figurées par Monestier (1931). Eclogae geol. Helv. 65/3, 611-645.
- GUEx, J. (1973) - Observations sur la répartition biostratigraphique des ammonites du Toarcien supérieur de l'Aveyron (France). Bull. Lab. Géol., Min., Géophys. et du Musée géol. de l'Univ. de Lausanne, 207.
- GUEx, J. (1975) - Répartition biostratigraphique des ammonites du Toarcien supérieur de la bordure sud des Causses (France). Eclogae geol. Helv., 68/1, 97-131.
- GYGI, R.A. (1981) - Oolitic iron formations : marine or not marine ? Eclogae geol. Helv., 74/1, 233-254.
- HALDIMANN, P.A. (1977) - Sedimentologische Entwicklung der Schichten an einer Zyklengrenze der Helvetischen Unterkreide : Pygurus-schichten und Gemsmättli-Schicht (Valanginian/Hauterivian) zwischen Thunersee und St. Galler Rheintal. Mitt. aus dem Geol. Inst. der ETH und der Univ. Zürich, N.F. 219.
- HALLAM, A. (1964) - Origin of the Limestone-shale rythm in the Blue Lias of England : A composite theory. J. Geol. 72/2, 157-169.
- HALLAM, A. (1967) - An environmental study of the Upper Domerian and Lower Toarcian in Great Britain. Phil. Trans. R. Soc., B 252, 393-445.
- HALLAM, A. (1969) - Tectonism and eustasy in the Jurassic. Earth Sci. Revs., 5, 45-68.
- HALLAM, A. (1975) - Jurassic Environments. University Press, Cambridge.
- HALLAM, A. (1979) - The Lower Toarcian Black Shales of England. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 75, 91-93.
- HALLAM, A. & BRADSHAW, M.J. (1979) - Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions. J. Geol. Soc. London, 136 (2), 157-164.
- HARDIE, L.A. & EUGSTER, H.P. (1971) - The depositional environment of marine evaporites ; a case for shallow, clastic accumulation. Sedimentology, 16, 187-220.

- HILLER, K. (1964) - Ueber die Bank- und Schwammfazies des Weissen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). Arb. Geol. - Pal. Inst. T.H. Stuttgart, N.F., 40.
- HJULSTRØM, F. (1935) - Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala, 25, 221-452.
- JENKYN, H.D. (1971) - The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. Lethaia, 4, 327-352.
- JENKYN, H.D. & SENIOR, J.R. (1977) - A Liassic paleofault from Dorset. Geol. Mag. 114 (1), 47-52.
- JORDAN, K. (1974) - Salz und Erdöl/Erdgasaustritt. Geol. Jahrb., Abt. A, XIII, Schweizerbart, Stuttgart.
- KÄLIN, O. (1980) - Schizosphaerella punctulata DEFLANDRE & DANGEARD: Wall ultrastructure and preservation in deeper water carbonate sediments of the Tethyan Jurassic. Eclogae geol. Helv., 73/3, 983-1008.
- KÄLIN, O. & TRÜMPY, D.M. (1977) - Sedimentation und Paläotektonik in den westlichen Südalpen : Zur triasisch-jurassischen Geschichte des Monte Nudo-Beckens. Eclogae geol. Helv. 70/2, 295-350.
- KAUFFMANN, E.G. (1978) - Benthic environments and palaeoecology of the Posidonien-schiefer (Toarcian). N. Jahrb. Geol. u. Paläont. Abh., Stuttgart, 157, 18-36.
- KENT, P.E. (1936) - The formation of the hydraulic limestones of the Lower Lias. Geol. Mag., 73, 476-478.
- KUENEN, Ph. H. & MIGLIORINI, C.I. (1950) - Turbidity currents as a cause of graded bedding. J. Geol., 58, 91-127.
- KULBICKI, G. & RUMEAU, J.L. (1969) - Caractérisation géochimique des conditions d'oxydoréduction dans une sédimentation marine carbonatée. Exemple de la Keg River formation (NW Alberta, Canada). Bull. Centre. Rech. Pau-SNPA, 3/1, 155-166.
- LEMOALLE, J. & DUPONT, B. (1973) - Iron bearing oolites and the present conditions in Lake Chad (Africa). In : AMSTUTZ, G.C. & BERNARD, A.J. (Ed.). Ores in sediments. IUGS [A] 3, 167-178.
- LE STRAT, P. (1976) - Le contexte géologique des minéralisations du Jurassique supérieur dans la basse-vallée du Rieutord entre Sumène et Ganges (bordure méridionale des Cévennes). Thèse 3^e cycle, Nantes.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N. (1964) - Classification and environmental significance of algal stromatolites. J. Geol., 72, 68-83.

- LOMBARD, A. (1956) - Géologie sédimentaire. Les séries marines, Masson, Paris.
- LUETHI, S.M. (1978) - Zur Mechanik der Turbiditätsströme. Mitt. aus dem Geol. Inst. der ETH und der Univ. Zürich, N.F., 223.
- MALFAIT, B.T. & ANDEL, van, T.H. (1980) - A modern oceanic hardground on the Carnegie Ridge in the eastern Equatorial Pacific. Sedimentology, 27 (5), 467-497.
- MATTEI, J. (1961) - Observations préliminaires à une étude du Lias des Causses. Mém. B.R.G.M. Fr., (4).
- MATTEI, J. (1971) - Analyse des termes fossilifères Domériens dans les Causses du Sud du Massif français. Mém. B.R.G.M. Fr., 75, 547-566.
- MATTEI, J. & COUDRAY, J. (1979) - Les croûtes ferrugineuses dans le Domérien et le Toarcien du Sud des Causses : reliquats de séquences argileuses disparues. 7^e réun. ann. des Sc. de la Terre, Lyon, Soc. Geol. Fr. (éd.), Paris, 320.
- Mc CONNELL, D. (1965) - Precipitation of phosphates in seawater. Econ. Geol., 60, 1059-1062.
- Mc KELVEY, V.E. (1967) - Phosphate deposits. Bull. U.S. Geol. Survey., 1252 D.
- Mc KELVEY, V.E., WILLIAMS, G.S., SHELDON, R.P., CRESSMAN, E.R., CHENEY, T.M. & SWANSON, R.W. (1959) - The Phosphoria, Park City and Shedhorn formations in the Western Phosphate Field. Geol. Surv. Prof. Pap., 313-A.
- Mc KENZIE, J.A., HSU, R.K. & SCHNEIDER, J.F. (1980) - Movement of subsurface waters under the Sabkha, Abu Dhabi, UAE, and its relation to evaporitive dolomite genesis. Soc. of Ec. Pal. and Min., Spec. Publ. 28, Concepts and models of dolomitization.
- Mc RAE, S.G. (1972) - Glauconite. Earth Sci. Rev. 8, 397-440.
- METCALF, W.G. (1968) - Shallow water currents along the Northeastern Coast of South America. J. Mar. Res., 26, 232-243.
- MICHARD, A., AUBAGUE, M., LEFAVRAIS-RAYMOND, A. & L'HOMER, A. (1979) - Le Lotharingien supérieur dans le bassin des Causses : stratigraphie et évolution du bassin. Bull. Soc. Géol. France, XXI (1), 3-10.
- MICHARD, A.G. & COUMOUL, A. (1979) - La sédimentation liasique dans les Causses : contrôle des minéralisations Zn-Pb associées au Lotharingien. Bull. B.R.G.M. (2^{ème} s.), Sect. II, 2, 57-120.

- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1976) - Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. (In) : STANLEY, D.J. & SWIFT, D.J. (ed.). *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. Wiley and sons, New York, chapt. 11, 197-218.
- MILLOT, G. (1964) - *Geologie des argiles*. Masson, Paris.
- MONESTIER, J. (1913) - Sur la stratigraphie paléontologique de la zone à *Amaltheus margaritatus* dans la région du Sud-Est de l'Aveyron. *Bull. Soc. Géol. France*, (4), 13, 5-26.
- MONESTIER, J. (1931) - Ammonites rares ou peu connues du Toarcien moyen de la région SE de l'Aveyron. *Mém. Soc. Géol. Fr.* [n.s.], 50.
- MONESTIER, J. (1921a) - Sur la stratigraphie paléontologique du Toarcien inférieur et moyen dans la région SE de l'Aveyron. *Bull. Soc. Géol. France*, (4), XXI.
- MONESTIER, J. (1921b) - Le Toarcien supérieur dans la région du Sud-Est de l'Aveyron. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), XX, 280-312.
- MONTANARI, L. & CRESPI, U. (1974) - Eventi Domeriano-Toarciani nelle prealpi Lombardi occidentali. *Atti Ist.geol. Univ. Pavia* 24, 92-119.
- MORRIS, K.A. (1979) - A classification of Jurassic marine shale sequences : An example from the Toarcian (Lower Jurassic) of Great Britain. *Paleogeogr., Palaeoclimat., Palaeoec.*, 26, 117-126.
- MUELLER, G. & BLASCHKE, R. (1969a) - Zur Entstehung des Tiefsee-Kalkschlammes im Schwarzen Meer. *Naturwiss.* 56, 561-562.
- MUELLER, G. & BLASCHKE, R. (1969b) - Zur Entstehung des Posidonienschiefers (Lias e). *Naturwiss.*, 56, 635.
- MUTTI, E. (1979) - Turbidites et cônes sous-marin profonds. (In) : sédiments détritiques. *3ème cycle Romand*, Sciences de la Terre, Fribourg.
- MUTTI, E. & RICCI-LUCCHI, F. (1972) - Le torbiditi dell'Appennino settentrionale : introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. geol. ital.*, 11/2, 161-260.
- NEEV, D. & EMERY, K.O. (1967) - The Dead Sea. *Bull. Israel Geol. Surv.*, 41.
- NICKLES, R. (1907a) - La série liasique dans les environs de Tournemire. (Réun. extraord. de la Soc. Géol. de Fr. dans les Causses et dans les Cévennes). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), VII, 569-571.
- NICKLES, R. (1907b) - Excursion aux environs de Tournemire et de Sainte-Eulalie-de-Cernon. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), VII, 584-586.

- NORMAND, D. (1964) - Etude géologique et métallogénique de la région de Mende. Marvéjols (Lozère). Thèse 3° cycle, Paris.
- OGNIBEN, L. (1957) - Secondary gypsum of the Sulphur Series, Sicily and the so-called integration. J. Sed. Petr., 27, 64-79.
- PARRON, C. & NAHON, D. (1980) - Red bed genesis by lateritic weathering of glauconitic sediments. J. geol. Soc. London, 137, 689-693.
- PETIT, J.P., BOUSQUET, J.C. & MATTEI, J. (1973) - Glissement synsédimentaire et troncature basale de blocs hettangiens du bord sud du Causse du Larzac, entre Arboras et Salces (Languedoc). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 277, série D., 1113-1116.
- PETTIJOHN, E.J. (1975) - Sedimentary rocks. (3rd ed.). Harper & Row, New York, Evanston, San Francisco, London.
- PETTIJOHN, E.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1972) - Sand and Sandstone. Springer, New York, Heidelberg, Berlin.
- PURDY, E.G. (1963) - Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups. J. Geol., 71, 334-355.
- RAMOS, V.A. (1977) - Basement tectonics from LANDSAT imagery in mining exploration. Geol. en Mijnb. 56 (3), 243-252.
- RAMSAY, J.G. (1980) - Shear zone geometry : a review. J. of Struct. Geol., 2, (1/2), 83-99.
- RAULT, M.D. (1967) - Etude stratigraphique et micropaléontologique de la région de Trèves (gard). Thèse 3° cycle, Paris.
- RAULT, M.D. & DARS, R. (1970) - Etude stratigraphique et micropaléontologique du Trias et du Jurassique de la région de Trèves (Gard). Bull. Féd. Soc. Hist. Nat. de Franche-Comté, t. LXXII, n.s., 1, 1-22.
- REVELLE, R. & FAIRBRIDGE, R. (1957) - Carbonates and Carbon Dioxide. In: Ecology. - Geol. Soc. Amer. Mem. 67/1, 236-296.
- REYNES, P. (1868) - Essai de géologie et de paléontologie aveyronaise. Baillères & fils, Paris.
- RICHER, F. (1963) - Etude géologique et métallogénique de la région de Badaroux - Bagnols-les-Bains (Lozère). Thèse 3° cycle, Paris.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955) - Ueber salinare Sedimentation. Deutsche geol. Ges. Zeitschr., 105, 843-854.

- RIEBER, H. (1973) - Ergebnisse paläontologisch-stratigraphischer Untersuchungen in der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio (Kanton Tessin, Schweiz). Ecl. Geol. Helv. 66 (3), 667-685.
- RIEBER, H. (1975) - Der Posidonienschiefer (oberer Lias) von Holzmaden und der Grenzbitumenzone (mittlere Trias) des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz). Ein Vergleich zweier Lagerstätten fossiler Wirbeltiere. Jh. Ger. Naturkde. Württemberg, 130, 163-190.
- ROQUEFORT, C. (1934) - Contribution à l'étude de l'Infra-Lias et du Lias inférieur des Causses cévenols. Bull. Soc. Géol. France, (5), 4.
- ROUIRE, J. & ROUSSET, C. (1973) - Guides Géologiques Régionaux : Causses Cévennes, Aubrac. Masson, Paris.
- SEIFFERT, J. (1966) - Beitrag zur Geologie der Causses. Stratigraphische Untersuchung der Umgebung von Nant (Aveyron). Dipl. arb. FU Berlin.
- SELLWOOD, B.W., DURKIN, M.K. & KENNEDY, W.J. (1970) - Field meeting on the Jurassic and Cretaceous rocks of Wessex. Proc. Geol. Assoc. London, 81, 715-731.
- SHINN, E.A. (1969) - Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. Sedimentology, 12, 109-144.
- SIMONS, D.B., RICHARDSON, E.V. & NORDIN, C.F. jr. (1965) - Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In : MIDDLETON, G.V. (Ed.). Primary sedimentary structures and their hydrodynamic Interpretation. Soc. Econ. Paleo. and Min., Spec. Publ., 12, Tulsa.
- STAALDUINEN, van, C.J. (Ed.) (1979) - The Netherlands. In : Geology of the European countries. Dunod, Paris.
- STANLEY, D.J. (1969) - Sedimentation in slope and base-of-slope environments : Lecture 8. In : The new concepts of continental margin sedimentation. Amer. geol. Inst.
- STOW, D.A.V. & LOWEL, J.P.B. (1979) - Contourites : their recognition in modern and ancient sediments. Earth Sci. Rev., 14, 251-291.
- STRASSER, A. (1979) - Betlis-Kalk und Diphyoideskalk (Valanginian) in der Zentral - und Ostschweiz : Stratigraphie, Mikrofazies und sedimentologische Entwicklung. Mitt. aus dem Geol. Inst. der ETH und der Univ. Zürich, N.F., 225.
- STURANI, C. (1971) - Ammonites and Stratigraphy of the "Posidonia-alpina" Beds of the Venetian Alps. Mem. Ist. Geol. Min. Uni. Padova XXVIII.
- THEVENIN, A. (1903) - Etude géologique de la bordure sud-ouest du Massif Central. Bull. Serv. Carte géol. Fr., XIV, 95.

- THOMAS, G.E. (1971) - Continental plate tectonics : Southwest Wyoming. Wyoming Geol. Assoc., 23rd field conf. Guide Book, 103-123.
- TRUEMPY, D.M. (1978) - Paleogeography and mineralogy of Lower Toarcian "Schistes Carton" of the Causses Basin (France). X° Int. Congr. Sedim., Jerusalem, List of Abstracts, 688-689.
- TRUEMPY, D.M. & DELFAUD, J. (1979) - Evolution de la marge occidentale du Bassin des Causses, du Lias au Dogger. 7° réun. ann. des Sc. de la Terre, Lyon, Soc. Géol. Fr. (ed.), Paris, 450.
- TRUEMPY, R. (1960) - Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. Bull. géol. Soc. Amer., 71, 843-908.
- WIEDENMAYER, F. (1963) - Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona. Eclogae geol. Helv., 56/2, 529-640.
- WIEDENMAYER, F. (1979) - Modern sponge bioherms of the Great Bahama Bank and their likely ancient analogues. Colloques internationaux du C.N.R.S., 291, Biologie des spongiaires.
- WILSON, J.L. (1973) - Carbonate facies in geological history. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- WRIGHT, L.D. (1978) - River Deltas. In : DAVIS, R.A. jun. (Ed.) : Coastal sedimentary environments (p. 5-68). Springer, New York, Heidelberg, Berlin.
- YOUSSEF, M.I. (1965) - Genesis of bedded phosphates. Econ. Geol., 60, 590-600.
- ZISERMAN, A. (1964) - Etude géologique et métallogénique de la région d'Alzon-Le Vigan (Gard). Thèse doctorat Univ., Paris.
- ZORN, H. (1971) - Paläontologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen des Salvatoredolomits (Mitteltrias) der Tessiner Kalkalpen. Schweiz. Paläont. abh. 91.

CURRICULUM VITAE

de Daniel Maurice Trümpy

Originaire de Ennenda (Canton de Glaris, Suisse), je suis né le 22.08.1951 à Lausanne. De 1958 à 1964, j'allais à l'école primaire à Zurich. Ensuite, j'ai fréquenté le gymnase cantonal de cette même ville (Kantonales Realgymnasium Zürichberg), où j'ai passé mon examen de maturité type B en automne 1970.

Je me suis immatriculé à la Faculté des Sciences de l'Université de Zurich pour le semestre d'hiver de 1970/71 (option zoologie). Une année plus tard, j'ai changé d'option (géologie). En Avril 1972, j'ai passé le premier examen propédeutique (Mathématiques/Chimie), un semestre plus tard le second (Pétrographie/Zoologie). En Avril 1975 j'ai conclu mes études avec le diplôme de géologue. Le travail de diplôme, sous la direction des professeurs A. Gansser et D. Bernoulli de Bâle, était consacré à la stratigraphie et sédimentologie du bassin du Monte Nudo en Lombardie.

Dans les semestres d'hiver 1973/74 et d'été 1975 je travaillais comme demi-assistant au laboratoire de paléontologie.

En automne 1975, j'entamai mon travail de thèse sous la direction du professeur H. Rieber de l'Institut de Paléontologie de l'Université de Zurich, supervisé par Monsieur J. Delfaud, professeur au Laboratoire de Géologie de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour (France). J'étais inscrit à cette université, où je pus profiter des services géochimiques du Centre de Recherches de la SNEAP (p) (ELF-AQUITAINE), dans les années universitaires 1976/1977 et 1977/1978. Ensuite, je retournai à Zurich, où j'ai passé mon examen de doctorat en avril 1980.

Actuellement, je travaille comme géologue dans une compagnie pétrolière.

Au cours de mes études, j'ai suivi les cours des professeurs suivants:

- mathématiques: B. van der Waerden, A. Wyler
- chimie: C.H. Eugster, H.R. Oswald
- physique: W. Kündig
- botanique: H. Wanner
- zoologie: H. Burla, P.S. Chen, P. Tardent
- cristallographie/pétrographie: V. Dietrich, M. Grünenfelder, F. Laves, W.M. Meier, A. Müller-Vonmoos, W.F. Oberholzer, R. Steiger, V. Trommsdorff.
- paléontologie: K.A. Hünemann, E. Kuhn-Schnyder, H. Rieber
- géologie et géophysique: J.P. Beckmann, H.M. Bolli, U.P. Büchi, A. Gansser, R. Hantke, K.J. Hsü, H. Jäckli, A.G. Milnes, S. Müller, J.G. Ramsay, L. Rybach, V. Streiff, R. Trümpy

